火山

第 2 集

第 2 巻　第 2 号

昭和 32 年 12 月

日本火山学会

(東京大学地震研究所内)

日本火山学会会則

1. 本会は日本火山学会と称する.
2. 本会は火山学及びこれに関連する学問の進歩のため随時次の事業を行う.
   イ) 研究発表及び討論会の開催.
   ロ) 会誌“火山”の発行.
   ハ) その他.
3. 本会に次の役員をおく.
   委員長 1名
   委 員 30名以内(委員長を含む)
   幹 事 若干名
   委員は会員の互選により委員長は委員の互選により選出され,幹事は委員長が委嘱する.
   役員の任期は2年とし,隔年3月に改選する.再選をさまたげない.
4. 委員長は本会を代表し,委員は会の運営に当る.幹事は会の事務を分担する.
5. 総会は委員長が召集し,少なくとも年1回開催する.総会の成立は普通会員1/8以上の出席を要する.
6. 会員は名誉会員,普通会員,及び賛助会員とし,会費は普通会員は年300円,賛助会員は年1口5000円以上とする.

附 則

1. 本会の事務所は東京大学地震研究所内におく.
2. 委員の選挙は普通会員による30名連記の通信選挙により,地球物理関係,地質関係,地球化学関係の各部門間に適正に配分される様考慮して行われる.
3. 会計年度は4月1日に始つて3月末日に終る.
4. 会則の変更は総会の議決による.

第2集 第2巻　　火　山　　第2号

昭和 32 年 12 月

論　説

伊豆大島に於ける人類遺跡と火山活動史

東京大学理学部地質学教室　久　野　　久

(昭和30年11月2日発表・昭和 32 年 11 月 10 日受理)

Human Remains in Ō-sima Volcano, Izu, and the History of Volcanic Activity

Hisashi KUNO
Geological Institute, University of Tokyo

Human remains of Middle Zyōmon (Jōmon) age (about 4500 years old) have been found between a tuff layer and a lava flow exposed at Tatunokuti on the western coast of Ō-sima, Izu, south-southwest of Tokyo. These rocks were formed during the period of pre-caldera or Somma lava activity. As the surface of the tuff layer had been subjected to weathering and stream erosion before the remains were laid down, the volcano appears to have been dormant or at least weakly active for some time before the pre-historic men lived at this place. The time interval between this stage and the close of the Somma lava activity is estimated as at least 1000 years, and probably about 2000 years. Therefore the formation of the summit caldera may be dated as 3000 or 2000 years old.

§1. 緒　言

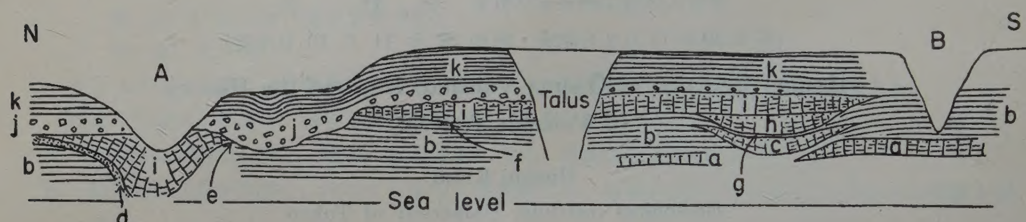
伊豆大島西海岸野増竜の口において，火山噴出物の間に人類遺跡の存在することは古くから知られている（鳥居，1902）．遺跡上下の熔岩・火山砕屑岩層は大島外輪山熔岩活動期のものであることも既に認められているが（大築，1901；鳥居，1902），その熔岩の中で遺跡を覆うものは外輪山形成後に外輪山外側の側火口から流出したもので，ごく最近のものであるかも知れないとの疑問を持つた人もある（佐藤，1902）．大島を詳しく調査した坪井（1920）は，遺跡上下の噴出物はやはり外輪山熔岩活動期のものであるとしている．この遺跡上下の岩石が外輪山熔岩活動期のものであるとしても，その中のどの位の層準に当るものか，また遺跡の存在状態がどのようなものであるかを詳細に調べれば，火山活動史の一部を明らかにすることが出来るであろう．この点を考慮して，筆者は 1954 年 7 月・1955 年 8 月の 2 回同地を訪れた．この結果を本文に記述する．筆者の観察の結果は本質的には大築・鳥居等のそれと大差ない．

しかし筆者の研究の主目的は人類遺跡埋没後外輪山熔岩活動期の終末までにどの位の年代を経たものか，従つてカルデラの陥没は今からどの位前に行われたかを知ることであつた．

本稿作製に当つて，人類学上の考察に関しては東大理学部人類学教室の山内清男氏に負う所が多い．ここに謝意を表する．本研究に要した費用は文部省自然科学研究費に負うた．

§ 2.　遺跡存在状態

竜の口は元町の南野増部落から 1 km 位南の海岸にある．海岸の崖の露出面は下図のスケッチに示す如くである．図で A と記した沢を大築・鳥居・佐藤等は“いたの沢”，図の B の沢を“つぼつぼの沢”，図中で c と記した附近を“竜の口”と呼んでいる．筆者が野増で聞い



Outcrop of Somma lava and pyroclastic rocks on the sea-cliff at Tatunokuti, Ō-sima, Izu. The pre-historic human remains are found at the points marked e and f.

た所によれば A の沢が“竜の口” B が“いたの沢”である．

図の a はこの露出面での最古の熔岩で，その上に時代的のギャップなしに b の凝灰岩・岩滓層（厚さ 7 m）がのる．これは褐色でよく成層している．図の右方では b の凝灰岩・岩滓層の間にレンズ状に c の熔岩が介在する． c は露出面にほぼ直角な浅谷を充して流れた熔岩であるが，この浅谷は a の熔岩が流れた時にも既に存在していたらしい．a と c の両熔岩の間には大した時代的ギャップがなく，c が流れた後にも b の凝灰岩・岩滓の堆積が続いた．

この後やや永い期間に亘つて火山活動が休止していたか，または休止しないまでも活動が微弱となつてこの方面に噴出物を堆積せしめなかつたらしい．この期間中に b の砕屑岩層の表面には侵蝕によつて所々に谷が形成され，0.3 m 程の厚さに風化帯及び土壌を生じた．この地表面は d→e→f→g の面で示される．d 点は当時の谷壁に当り，ここでは褐色の土壌が b の凝灰岩の破片と混じて talus を作つている．この風化帯の上に人類遺跡が発見される．大築 (1901)・鳥居 (1902) によれば居住跡に縄紋土器・石器（材料は玄武岩または安山岩・黒曜石・石墨絹雲母片岩）・獣骨（東大理学部人類学教室保存標本には猪・鹿の骨が認められるという．山内談話）・人骨が見出されたという．現在でも図の e・f で石器が採集される．

この後火山の活動が再開され，まず h の熔岩が流れ，かつて c の熔岩が充した浅谷と同位置に形成されていた浅谷を充し，これに引続いて i の熔岩（厚さ 2〜4 m）が広く地表面を覆

い，その一部は現在の A の谷と同位置に存在していたやや深い谷に流れ込んだ．i の熔岩の熱によつてその下位の風化帯及び土壌は酸化され赤色に変じ，同時に人骨・獣骨も黒焦げとなつた（鳥居，1902）．

再び火山活動が一時休止したか，またはこの方面に噴出物を堆積せしめないような状態となり，この期間内に i の熔岩の表面は侵蝕され，図の e 点と f 点の間には浅い谷ができて，i の熔岩は取去られて了つた．

この後に再開された活動によつて泥流 j を堆積せしめた．この後一寸の間砕屑岩の堆積が止んで j の層の表面には多少の侵蝕が働いたらしい．しかし著しい風化帯を形成するには至らなかつた．大築 (1901)・鳥居 (1902) によれば j 層の上端からも土器が発見され，これは現在の日本人の祖先の残したもので，1000 年以前のものであるという．

この後の活動は穏やかに火山灰を降らした活動で，灰褐色火山灰層 k（厚さ 3 m）を堆積せしめた．この層はこの附近の地表面を広く覆つているもので，A・B の谷で切られている以外は現在の地形面とほぼ平行して堆積している．これは外輪山熔岩活動期の末期の噴出物らしい．

a, c, h, i の熔岩の岩質は他の外輪山熔岩のそれと一致しており，疑なくカルデラ陥没前の円錐体を作つていた熔岩である．またカルデラ陥没後にこの方面に側火口が出現して熔岩を流したり火山灰を降らせた形跡は無い．

§ 3. 結　論

以上の観察から次のごとき結論が得られる．

1) 図の e, f に人間が居住していたのは外輪山熔岩活動期の中でも比較的永い間活動が休止又は衰微していた時期で，地表は土壌に覆われ，従つて植物も繁茂していたであろう．又猪・鹿等が住んでいて，人間はこれ等を狩猟していたことも考えられる．A の地点には 3〜5 m の深さの谷が存在していた．この谷底に多少の流水があつたとも想像されるから，人間はこれを飲用するためにこの谷に近く居住地を設けたのではなかろうか．

2) この地表面を流下した熔岩によつて人間居住地はうずめられたが，発見された人骨は，鳥居 (1902) の考えたごとくはたして生きている間に熔岩の下にうめられたのかどうかは疑わしい．なんとなればこの附近の様な緩傾斜面での熔岩の流下速度は，人間が逃げる暇のない程に速いものではないからである．さらに i の熔岩が流れて来る直前に h の熔岩が流れてきたものならば，なおさら危険の予告もあつた筈である．大築 (1901) は発見された人骨が完全なものでない事実から，死んで骨になつてから熔岩にうずめられたと考えているが，この方があ

りそうなことである．

3)　e, f の人間居住後外輪山熔岩活動期の終りまでに 2 回の侵蝕時期があり，その中でも j の泥流堆積前のものは可なり永く続いたらしい．なんとなれば i の熔岩が一個所で完全に取去られその下位の凝灰岩層までもえぐつた谷ができているからである．この程度の侵蝕作用はどうしても数百年以上かかつたものと見なければならない．故に人間居住後外輪山熔岩活動期の終りまでは 1000 年あるいはもう少し永い時間がたつていることになる．山内（個人談話）によれば，ここの縄紋土器は中期縄紋時代のうちでも古いものと新しいものとが含まれているという．熔岩の流れたのは勿論新しいものとほぼ同時の筈である．中期縄紋時代の終りは千葉県姥山貝塚産木炭の C^{14} の測定結果からほぼ 4500 年前とされている（Libby，1951）．

故に外輪山熔岩活動期の終つたのは今から 3000～2000 年前，従つてカルデラの陥没したのもほぼこの位の時代またはそれよりやや後であるという見当がつけられる．

竜ノ口産獣骨又は人骨に就いて今後 C^{14} のテストを行うことによつて年代がより正確に決定し，又同じ方法によつて j の泥流堆積物上の遺跡の年代も決定すれば，カルデラ形成の年代もより詳しく判るであろう．

カルデラ形成の年代が知れると，岩石学上にも重要な資料が得られる．すなわち久野(1953)が前に論じたごとく外輪山熔岩は伊豆地方の本源マグマの 45％が結晶として取去られた時の残液の成分を代表しており，カルデラ陥没後に噴出した中央火口丘熔岩は同じ本源マグマの 50％が結晶した時の残液の成分を代表している．カルデラ陥没後中央火口丘熔岩活動開始までの期間が 3000 年より短かく，恐らく 2000 年か 1000 年位のものであつたであろうが，この期間内に地下のマグマの溜りでは，本源マグマの 5％が結晶したということになる．

4)　人間が居住していた時代以後当地域が多少沈降した可能性はあつても，著しく隆起したとは考えられない．なんとなれば，若し隆起があつたとすれば居住地はかつては現在よりもつと海水面近くの高さにあつて大波の飛沫もかかつたであろうから，そのような場所には人間は住居をかまえなかつたであろう．

文　献

Kuno, H. (1953): Formation of calderas and magmatic evolution, Tr. Amer. Geoph. Union, **34**, 267-280.

Libby, W. F. (1951): Radiocarbon dates, II, Science, **114**, 291-295.

大築洋之助 (1901): 伊豆国大島熔岩流下の人類遺跡，地質学雑誌，**8**, 497-506.

佐藤伝蔵 (1902): 伊豆大島熔岩流下の人類遺跡に就ての疑問，東京人類学会雑誌，**17**, 402-407.

鳥居竜蔵 (1902): 伊豆大島熔岩流下の石器時代遺跡，東京人類学会雑誌，**17**, 320-338.

Tsuboi, S. (1920): Volcano Oshima, Idzu, J. Coll. Sci., Tokyo Imp. Univ., **43**, pt. 6, 1-146.

男体火山末期の活動

東京大学理学部地質学教室　山崎　正男

(昭和31年10月28日発表・昭和32年11月20日受理)

The Volcanic Activity in the Later Stages of the Development of Nantai, Nikkō

Masao YAMASAKI
Geological Institute, University of Tokyo

Nantai Volcano was formed by the following successive events;

1. Main stage of activity characterized by the alternate eruption of lavas and pyroclastic rocks of olivine-pyroxene andesites.
2. Period of quiescence.
3. Later stage of activity.
   a) Eruption of non-porphyritic glassy andesite scoria (scoria fall followed by scoria flow).
   b) Eruption of hornblende-pyroxene dacite pumice (pumice fall followed by pumice flow).
   c) Outflow of viscous lava flow of hornblende-pyroxene dacite.

The eruption of the scoria fall was probably caused by explosive foaming of magma within the vent. Scoria fragments were shot into the sky; their angular shape suggests continued explosive foaming of scoria even after they left the crater. The scoria fall was followed by the scoria flow. This change would be attributed to the decline of explosive foaming within the vent due to a decrease in vapor pressure of the magma. Scoria fragments were no longer shot up but overflowed the crater rim and flowed down the slope. The facts that the scoria flow deposit was strongly welded, and that lithic fragments derived from near the crater are included in scoria blocks suggest the low visdosity of the foaming magma.

The eruption of the pumice fall was followed by the outflow of the pumice flow. This change would also be attributed to the decrease in vapor pressure of the magma. The foaming of pumice blocks after leaving the crater was probably weaker than that of the scoria eruption. Thus pumice blocks do not have angular shapes. Pumice blocks seem to have been consolidated almost completely within the vent. This is suggested by the facts that none of lithic fragments in the pumice deposits are included in pumice blocks, and that no marked welding of the pumice flow deposit is observed.

Further decrease in the vapor pressure of the magma would slow down foaming of the magma in the vent. The magma gently rose up to the crater and outflowed as a viscous dacite lava. The foaming of the lava after the outflow was also gentle. Hornblende phenocrysts of the lava had been dissociated to aggregates of grains of pyroxene and ore mineral before the eruption of the lava took place. This may suggest the decrease in vapor pressure of the magma within the reservoir.

A similar succession of events was also observed in the development of Nyohō-Akanagi Volcano, Nikkō.

§1. まえがき

日光男体火山は海抜 2484.4 m で南麓のせき止湖中禅寺湖（水深 172 m）湖面から 1200 m 余の高さをもつ．この火山は山頂に北方に開く馬蹄型の火口跡があり，最高点は火口壁の南部にある．さらにこの火山の末期の噴出物は繰返し火口から北方へ流下したので山形は南半と北半の対称を欠く．このことは男体を西方の戦場ケ原から眺めるとよく判る．男体の成長の主な段階で行われた噴火様式にくらべると，それに続く末期の活動は種々な点で異つているが，特に著しく爆発性を増したことが大きな特徴である．もとより男体はわずかに 1902 年に鳴動の記録を持つだけで，歴史時代には活動が停止しているので，われわれは野外調査から激しかつた末期の噴火の様子を想像しうるのみである．私は以下に末期の噴火の概要を記し，その噴火機巧に就いて考察する．

§2. 男体の成長史

男体の基盤は，周囲の地質と噴出物中に混る外来抛出物とから判断すると，花崗岩が主であつて，その上部に石英斑岩も存在するらしい．男体の北麓御沢には変朽安山岩の小露頭があり，男体の北方には大真名子熔岩円頂丘，東南麓には丹勢熔岩円頂丘がある．いずれも男体の噴出物により一部がおおわれている（山崎，1950）．

第1表に男体成長の歴史を要約して示す．男体の東北に隣接し，男体より旧い成層火山である女峯赤薙火山の成長の過程（Yamasaki，1954）を要約して第1表に並記する．この相隣る新旧2つの火山の長成過程には，共通した活動様式の変化があることが，第1表から容易に認められる．第2表は，第1表で示された成長の各段階での噴出物の化学成分を表示したもので，それらを比較するために Mg−Fe''+Fe'''−Na+K（原子比）の三角図表に点示したのが第1図である．第1図には女峯赤薙火山の噴出物の成分も点示してある．第1図を見ると，いずれの火山でも主活動期に噴出した熔岩は図中の破線の上方にあり，末期に噴出したものは，男体の scoria を除き破線の下方にある．このような三角図表上でピヂオン輝石質岩系の岩石は上部に，紫蘇輝石質岩系の岩石は下部に点示されることは，既に久野(1953)により伊豆地方の岩石について示されているが，女峯赤薙火山の場合も全く同様な関係にある．男体の場合も主活動期の噴出物はすべてピヂオン輝石質岩系に属し破線の上方にある．末期の噴出物は石基がガラス質で，石基の輝石の結晶相により久野(1950)の定義に従つて直接岩系を決定し得ぬ．しかし斑晶に角閃石を持つものは経験的に紫蘇輝石質岩系に属すると考えられるから，やは

第1表 男体火山成長史

末期	粘性に富む熔岩流出		御沢熔岩流	かんらん石角閃石普通輝石紫蘇輝石石英安山岩（basic inclusion を含む）	紫蘇輝石質岩系
末期	多量の軽石質火山砕屑物の噴出	第2回	竜頭滝軽石流および荒沢軽石流の堆積物 七本桜降下軽石層	角閃石普通輝石紫蘇輝石石英安山岩（異質類質火山岩抛出物多し）	紫蘇輝石質岩系
末期	多量の軽石質火山砕屑物の噴出	第1回	Scoria flow 堆積物 (welded scoria) 今市降下 scoria 堆積層	無斑晶質ガラス質安山岩（異質類質抛出物多し）	岩系不明
			休止期（侵蝕作用）		
主活動期	熔岩流と火山砕屑物の交互噴出		円錐形成層火山体の成長	かんらん石含有紫蘇輝石安山岩 かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩 かんらん石含有普通輝石紫蘇石安山岩 （主活動期の熔岩はいずれも玄武岩質安山岩である）	ピヂオン輝石質岩系

女峯赤薙火山成長史

末期	粘性大な熔岩の流出	山頂円頂丘	普通輝石紫蘇輝石角閃石石英安山岩（basic inclusion を含む）	紫蘇輝石質岩系
末期	Pyroclastic flow 流出	上原軽石流堆積物	緑色角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩	紫蘇輝石質岩系
		休止期?		
主活動期	熔岩流および火山砕屑物の交互噴出	成層火山体の成長	普通輝石紫蘇輝石安山岩 かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 普通輝石紫蘇輝石かんらん石安山岩 （玄武岩質より石英安山岩質に至る広い範囲の安山岩類を含む）	ピヂオン輝石質岩系

り女峯赤薙と同様，末期の噴出物は紫蘇輝石質岩系に属し破線の下方に点示されるという関係が成立つている．但し末期の第1回に噴出した scoria （第1図・6）は無斑晶ガラス質で，岩系の判定は全くつかないので，岩系不明としておく．この scoria の成分は破線の上方に点示される．男体では，ピヂオン輝石質岩系に属することが確実た岩石で，分化が進んだものがないので，それらの成分を点示して比較することができない．しかし両岩系の境界の破線の位置が女峯赤薙では判つているので，それを参考にすればこの scoria はピヂオン輝石質岩系に属すると推定される．

主活動期に噴出した火山砕屑物層は当時の地形起伏に沿つて堆積したが，末期活動に入る前に活動の休止期があり，侵蝕作用により新たな地形面ができたので，末期第1回の噴出物である scoria の降下堆積物はその地形面に平行に堆積し，主活動期の堆積物とは一見斜行不整合の関係をなしている．かくして再開された活動は主活動期に比し著しく爆発性が強く，主として以下にのべるような pyroclastic rock の多量の噴出という形で行われた．私は男体の末期を，

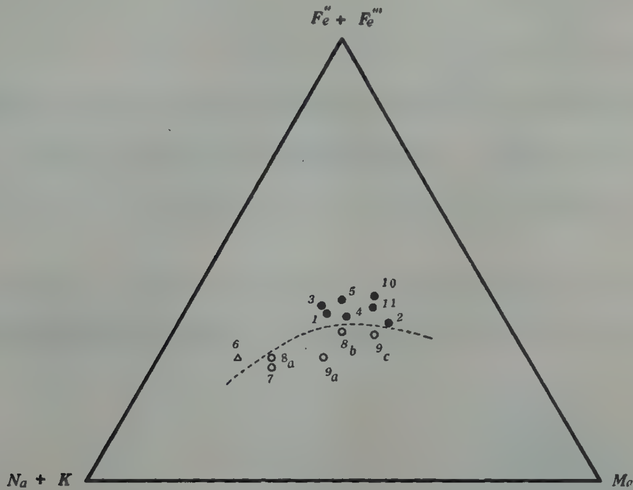
第2表 男体火山噴出物化学成分

	1	2	3	4	5	6	7	8a	8b	9a	9b	9c	10	11	12
SiO_2	55.11	52.95	54.19	56.00	52.53	64.43	62.09	63.63	57.47	61.15	73.87	55.61	50.72	53.61	70.0
Al_2O_3	19.85	19.46	19.18	18.48	20.09	15.14	14.66	16.12	17.22	16.62	12.91	16.21	18.13	17.61	14.9
TiO_2	1.14	0.97	0.62	0.76	0.89	0.84	0.33	0.39	0.45	0.78	0.19	0.88	0.61	0.43	0.4
Fe_2O_3	2.60	2.54	2.76	1.79	3.69	2.88	1.24	3.40	4.18	1.05	none	2.82	3.37	1.11	3.5
FeO	5.12	6.23	6.19	6.87	5.82	3.42	3.90	2.30	4.17	5.04	1.34	6.10	7.79	8.70	0.4
MnO	0.22	0.12	0.17	0.10	0.08	0.11	0.10	0.12	0.16	0.09	0.04	0.06	0.21	0.09	0.1
MgO	3.09	5.56	3.18	4.11	3.70	1.98	2.54	2.30	4.40	3.76	0.30	5.63	5.00	5.07	0.6
CaO	8.58	9.60	9.47	8.63	9.18	5.26	6.66	4.96	7.48	5.91	0.81	7.51	10.18	9.27	2.0
Na_2O	2.49	2.11	2.68	2.48	2.26	4.29	2.98	2.80	2.67	2.66	4.87	2.35	2.30	2·26	2.4
K_2O	0.68	0.41	0.86	0.86	0.93	1.58	1.77	1.96	1.10	1.59	4.30	1.11	0.37	0.71	2.9
$H_2O(+)$	0.81	0.34	0.31	0.20	0.83	0.15	3.12	1.70	1.15	0.85	1.04	1.61	0.85	1.50	2.6
$H_2O(-)$	0.26	0.10	0.05	0.05	0.31	—	0.50	0.27	0.07	0.40	0.37	0.25	0.17	0.19	—
P_2O_5	0.14	0.11	0.19	0.12	tr.	0.50	0.13	0.13	0.12	n.d.	n.d.	n.d.	0.16	n. d	0.2
Total	100.09	100.50	99.85	100.45	100.31	100.58	100.02	100.08	100.64	100.13*	100.43**	100.14	99.86	100.55	100.0
分析者又は引用文献	原村寛	原村寛	原村寛	坪井・杉 1926	伊藤順	伊藤順	山崎正男	原村寛	原村寛	伊藤順	伊藤順	伊藤順	原村寛	伊藤順	

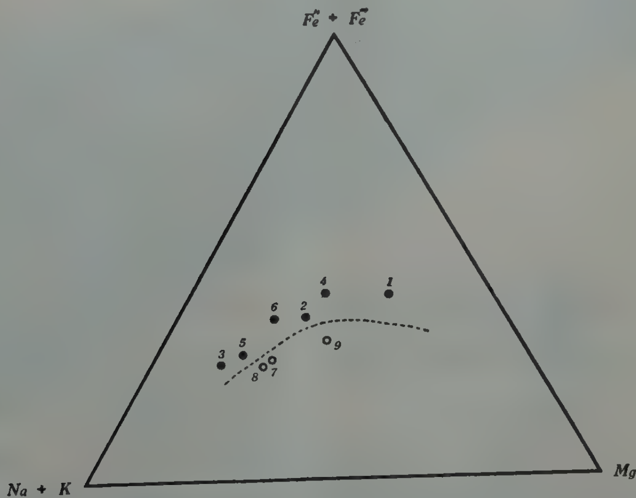
* BaO : 0.18 ZrO_2 : 0.05, ** BaO : 0.33 ZrO_2 : 0.06

1 かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, (MY 47081419), 男体東南麓深沢橋, 熔岩流
2 かんらん含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, (MY 5111042), 男体東南麓深沢上流の薙, 熔岩流
3 かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩, (MY 5007174), けごん滝エレベーター下端, 熔岩流
4 かんらん石含有複輝石安山岩, 男体西南麓古薙沢 (Tsuboi & Sugi, 1926), 熔岩流
5 かんらん石含有紫蘇輝石安山岩, (MY 4910264), 男体東麓荒沢慈観滝, 熔岩流
6 無斑晶ガラス質安山岩質 welded scoria, (MY 4805064), 男体東北麓からさわ弁天, scoria flow
7 緑褐色角閃石含有普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質軽石, (MY 4911014), 男体東北麓軽石坂, 軽石流
8a 緑褐色角閃石含有普通輝石紫蘇輝石石英安山岩質軽石, (MY 5608163), 男体東麓慈観滝上流, 軽石流
8b 8a 中にある黒色縞状部分
9a かんらん石赤褐色角閃石普通輝石紫蘇輝石石英安山岩, (MY 47081736), 男体北麓御沢, 熔岩流
9b 9a の石基ガラスを分離し分析した値
9c 9a 中に含まれる basic inclusion, 産地 9a に同じ.
10 同源深成岩質抛出物, (MY 4911013 B), 男体東北からさわ弁天, welded scoria の中
11 同源深成岩質抛出物, (MY 5608221 B), 霧降滝附近, scoria fall 堆積物中
12 8a の石基ガラスの成分を mode から概算した値

この休止期以後としたが，上に述べたようにこれを境に岩系の変化も起つたと断言はできないのである.



第 1 図 a　男体火山噴出物の Mg－Fe''+Fe'''－Na+K 図（原子比）
●ピヂオン輝石質岩系，○紫蘇輝石質岩系
△岩系不明．番号は第 2 表に対応する．



第 1 図 b　女峯赤薙火山噴出物 Mg－Fe''+Fe'''－Na+K 図（原子比）
●ピヂオン輝石質岩系，○紫蘇輝石質岩系.
番号は原論文分析表に対応（Yamasaki，1954）

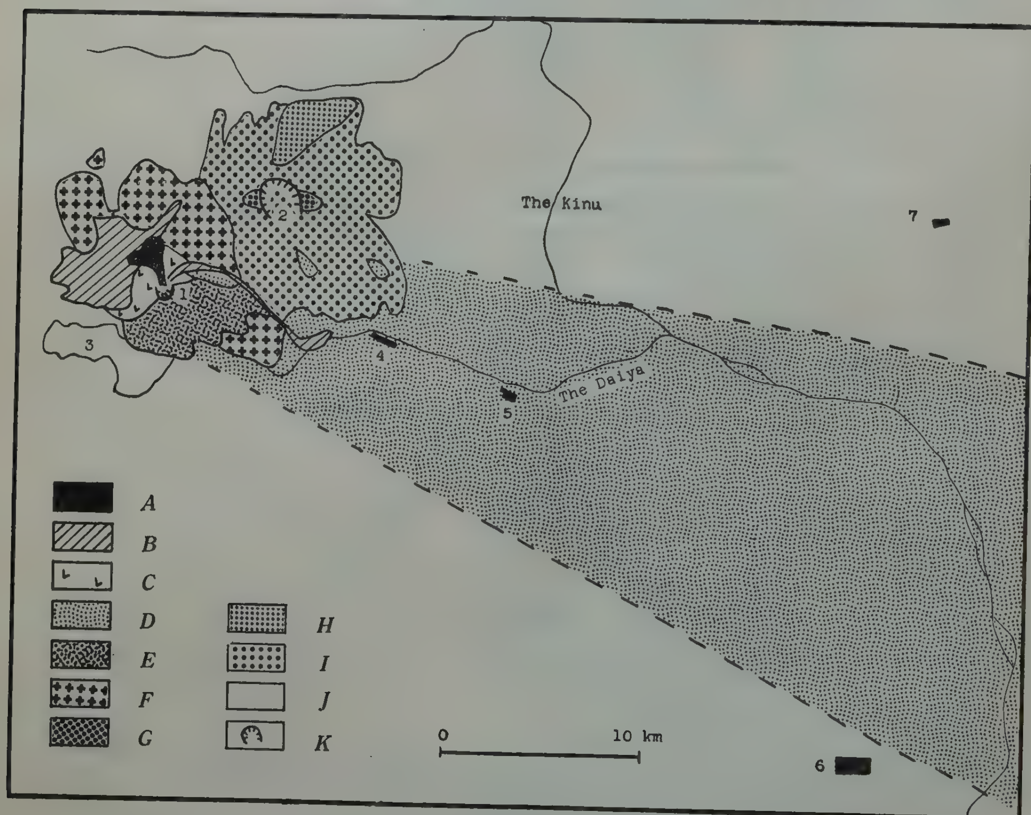
§ 3.　末期活動

第 1 表に示したように，男体の末期は 3 回の噴火に分けられ，最後の 1 回のみが熔岩流出で，はじめの 2 回は pyroclastic rock の多量の噴出であつた．　この pyroclastic rock の噴

出は，2回とも，pyroclastic rock を空中に抛出する fall の噴出と，pyroclastic rock を熱雲の形で流出する pyroclastic flow の噴出の両方の噴火様式を併せ行つている．第1回を scoria の噴出，第2回を軽石の噴出と呼んだが．噴出様式の上からは両者は似ており，同様な噴火機巧で繰返された噴火であると考えられる．

末期の噴出物が常に西北または北に向つて山腹を流下しているのは，火口壁の高さが西及び北で低くなつているためであるが，これが単なる侵蝕によるものか，爆発による崩壊によるものか，または山体全体の変形によるものかは判つていない．

1) Scoria の抛出　第1回の噴出物は降下 scoria で，褐色ないし黒褐色の多孔質な岩石



第2図

A　御沢熔岩
B　軽石流
C　Scoria-flow
D　降下 scoria
E　主活動期噴出物
（A–E：男体火山）

F　熔岩円頂丘（丹勢・大真名子・小真名子・太郎・山王帽子・三岳）

G　山頂熔岩
H　上原軽石流
I　主活動期噴出物
（G–I：女峯赤薙）

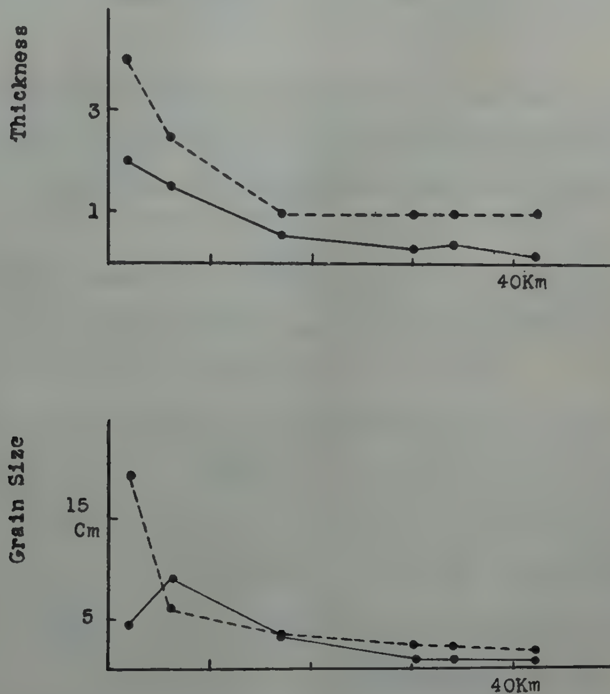
J　基盤
K　火口

1 男体火山　2 女峯赤薙火山　3 中禅寺湖　4 日光　5 今市　6 宇都宮　7 矢板

で，第2回の噴出物である軽石に比べて色が濃いので scoria と呼んでいるが，所詮区別は便宜的なものである.

この噴火で空中に抛出された scoria は気流にのつて東南東に流れ，関東平野北部を横断し，太平洋にまで達した．この降下 scoria の堆積物の分布地域の幅は宇都宮附近で 20 km 余である（阿久津，1955）．第2図にこの scoria の堆積物分布地域が示してある．

この地域の中心線に沿つた数点で測つた堆積層の厚さと，scoria の粒径とを，噴出口からの距離に対して表示したのが第3図である.



第 3 図　男体火山降下 scoria 及降下軽石堆積物の火口からの距離と層厚及粒径の関係を示す
破線　降下 scoria　　　実線　降下軽石
粒径，最大粒径 10 個の平均値　　層厚 m

火口からの距離に応じて層厚も粒径もだいたい規則的に減じている．この場合の粒径とは，露頭面で任意に選んだ 1 m 四方の範囲内に露出する scoria 塊のうち，最も大きいものから順次 10 個を選び，それらの直径の平均値をとつたものである．

この scoria の風化物は乾燥した場合は黄白色であるが，水分を含むと鮮やかな赤色ないし赤褐色を呈する．従来今市土（原田，1943），今市軽石層（阿久津，1957）とよばれているのがこの降下 scoria 層で，これは男体の西方には分布していない，

2) Scoria flow の流出 降下 scoria の抛出に引続き scoria flow の流出が，同じ山頂火口から起り，いわゆる熱雲の形で山体の西から北にかけての山腹を流下した．この scoria flow の堆積物の下部は著しい welding をおこし，黒色または黒灰色で，しばしば光沢を持つ緻密な岩石になつている．かつて斎藤 (1899) が黒色ハリ質熔岩と記載したのはこれである．一見熔岩状で，柱状の割目や板状の割目が生じている場合がある．山体西側の放射谷や，東北麓のからさわ弁天等で，この堆積物の好露出がみられる．Welding の著しい部分は 3～4 m で，その上に載る welding の不完全な部分の厚さも同程度で，堆積物全体の厚さの割に，welding が著しく起つているのがこの flow の特徴である．堆積時の scoria の粘性が小であつたことが推察される．

からさわ弁天ではこの welding した scoria flow 堆積物の下に降下 scoria 堆積物があり，その堆積物の下部も若干 welding をおこしている．これは火口からの距離が近いため降下 scoria 堆積物も welding をおこす程度の粘性を保持したまま厚く堆積したからであろう．

3) Scoria と石質抛出物 Scoria は褐色多孔質で，降下 scoria は角張つた不規則な多面体である．これは空中に抛出された後も，scoria 塊の発泡と破裂が続いたことを示している．

Scoria は鏡下では汚濁した褐色のガラス質物質が殆んどその大半を占めている．斜長石輝石等の斑晶状鉱物が点在するが，それらはしばしば集合して，はんれい岩質の小岩片となつている．このはんれい岩質の岩石は，種々の大きさの岩塊となつて，scoria とともに抛出されており，上述の斑晶状の鉱物は，これから由来した捕獲結晶であろうと思われる．

Rittmann (1936) は休止期間の後に，閉ざされた火口道を貫いて再開された噴火を Initial-ausbruch と呼んだが，この scoria の噴出はまさにそれであつたろう．この休止期間中に火口道内やマグマ溜り中で徐冷して結晶したはんれい岩質の深成岩体が形成されていたらしい．この岩体は，かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石はんれい岩，普通輝石紫蘇輝石（ピヂオン輝石が転移した紫蘇輝石）はんれい岩等からできており，主活動期に噴出したピヂオン輝石質岩系のマグマの固結物である．Scoria 噴火の際，この岩体が破壊され抛出されたのであろうからこれら抛出岩塊を同源深成岩質抛出物（第 2 表，10，11）とよぶ．

基盤の花崗岩質岩石もしばしば破片となつて抛出されている．それらはマグマの熱により，黒雲母の opacite 化，正長石の sanidine 化，石英と長石の接触部の熔融と再結晶等の変化をおこしている．飯山 (1954) はかかる岩塊の一個について，石英の転移温度を精密に測定し，石英の結晶温度が，男体周縁の花崗岩の石英の結晶温度より高温であることを示した．しかし

得られた結果からはその温度は火山岩斑晶の石英の結晶温度程高温ではないらしいと推定される．これらの花崗岩抛出物の石英は一部が再結晶しているのみであるので，測定の精度如何では，もとの花崗岩の石英と，再結晶した石英とが示す値の中間値が得られる可能性があると考える．従つて私はこの噴火の際のマグマの温度が，同様な方法で推定された dacite や rhyolite 中の石英の結晶温度より低かつたとは考えない．

これら抛出岩塊は個々の scoria 塊につかまれていることが多く，火口附近から由来したと思われる主活動期の熔岩片や，隣接の大真名子火山熔岩も，scoria 塊中につかまれている．この事実や，堆積物の示す激しい welding の現象は，いずれも scoria が粘性の小さな状態で地上まで上つて来たことを示している．

4)　軽石の抛出　先行した scoria の噴出と軽石の噴出との間には長い期間が経過したとは思われない．降下scoria 堆積物と，降下軽石堆積物との間には侵蝕や黒土の形成等のあとは見られない．風化した scoria 堆積層が赤色を呈するのに対し，降下軽石層は黄白色で，両者は鮮やかな対照をしめしている．降下軽石堆積層の分布地域は，宇都宮附近では降下 scoria のそれとほぼ一致している（阿久津，1955）が，男体北方の鬼怒川流域にも堆積物がみられるので，噴出当時の気流が scoria 噴出の時とは異なり，かなり乱れていたのではないかと思われる．堆積物は一般の降下軽石堆積物にくらべて sorting が悪い．その原因がやはり気流の乱れによるものであるか，堆積時の軽石の崩壊や，堆積後の風化分解によるものかは判らない．第2図には降下軽石の分布は示してない．第3図には scoria 層の場合と同じ地点で行つた同様の計測の結果を並記してある．降下軽石の場合も，堆積層の厚さ，粒径は火口からの距離に応じて規則的に減じている．

この降下軽石の堆積物は原田（1943）により上部鹿沼土，阿久津（1955）により七本桜軽石層とよばれている．

5)　軽石流の流出　降下軽石の抛出につづいて軽石流の流出が起つた．裏見附近で軽石流堆積物と降下 scoria 堆積物との間に降下軽石堆積層が存在するのがみとめられ，一方荒沢口附近の軽石流堆積物の上には，その近傍に見られる降下軽石堆積物はみられない．

軽石流には2本の流れがあつた．一つは火口から北斜面を流下し，そのまま北進して太郎，小真名子の両火山の間の谷をうずめた流れと，西に向きをかえて戦場ヶ原へ流入した流れに分れたもので，後者の先端は竜頭滝に達している．かつて坪井・杉（1926）により pumiceous andesite とよばれたのがこれである．他の一つは火口から東北流し，大真名子の南東麓を東進

して荒沢に入り，大谷川の合流点に達したものである．先端は花石附近に達し，白崖では壮大な露頭がみられる．私は前の流れを竜頭滝軽石流，後の流れを荒沢軽石流とよぶ．

竜頭滝軽石流の堆積物は，竜頭滝，御沢梵字峡谷その他で断面がみられる．20～30 mの厚さであるが，竜頭滝では更に厚い．堆積物の下部は可成り膠結しているが， welding を起すには至つていない．梵字では底部の軽石塊は，上部の重みで偏平となり，径と厚さの比が 12：1 程度の凸レンズになつている．この軽石流堆積物の matrix はしばしば酸化して淡紅色を呈する．

荒沢軽石流の堆積物は，膠結作用も殆んどみられず，軽石の扁平化も起らず酸化作用もない．竜頭滝軽石流にくらべ固化の進んだ軽石が流出したのであろうと思われる．

これらの軽石流堆積物の粒径，石質抛出物の量等を，流路に沿つて測つたが，延長10kmにみたないためか，何等規則的な関係はみとめられなかつた．軽石流堆積物中の軽石塊はよく円磨されており，粒径は変化が多く大なものは人頭大に達し，また石質抛出物の量も極めて多い．一つの露頭でも軽石塊や石質抛出物の粒径や個数が場所により異り，局部的に成層したように見える所もある．

6)　軽石と石質抛出物　降下 scoria 塊が角ばつているのに対し，降下軽石はすべて不規則な丸味をもつた形状をしている．この事については後に論ずる．降下軽石も軽石流の軽石も性質は同じで，鏡下では，斜長石，石英，普通輝石，紫蘇輝石および緑褐色角閃石と鉄鉱の斑晶を持ち，石基のガラスは無色である．この後に噴出した御沢熔岩流の石基ガラスの成分（第2表 9b）と，mode と軽石全体の分析値（第2表，8a）から概算した軽石石基のガラスの成分（第2表，12）は大体似ている． ガラスの屈折率も，御沢熔岩が 1.489，軽石が 1.500 で，両者の成分に大差のないことを示している． 従つて， scoria の成分（第2表 6）と軽石の成分（第2表，7，8a）とは似ているが，ガラスにより代表される両者の液体であつた部分の成分は可成り異つている．

軽石塊は時に白黒の縞を有し，流状構造をしめしている．この白と黒の部分を別々に分析した結果を第2表 8a，8b に示す．

軽石の堆積物，とくに軽石流の堆積物中には石質抛出物が多量に含まれている．降下軽石堆積物中の石質抛出物の量は火口から遠ざかると急激に減少する．その大半は黒色緻密な火山岩片で，前回に噴出した scoria のマグマの固結物である． おそらく scoria 噴出後の火口道を充填していたものであろう．

花崗岩も存在するが，稀であり，変成の程度は著しく弱い．その他男体の山体をつくる熔岩

の破片もみられる．Scoria と共に抛出された，同源深成岩質抛出物は全く見られない．

Scoria 噴出の場合と異り，これらの石質抛出物は常に軽石塊とは分離して存在し，軽石塊中につかまれているこことはない．この事実はマグマが既に火口道の下部で軽石塊に分裂し，それらの軽石塊がすみやかに固化し始めていたことを示す．

7) 御沢熔岩の流出　男体最後の噴出物は粘性に富んだ熔岩流で，火口から北に流れ，竜頭滝軽石流の流路に沿つて西に転じたが，戦場ケ原に達せずして停つた．厚い熔岩流で地形によくあらわれており，御沢附近では厚さ約 100 m に達する． この熔岩流が軽石流の流出後どれだけの期間をおいて流出したが明かでない．浅間火山の 1783 年の噴火（Aramaki, 1957）における鬼押出熔岩のごとく，pyroclasitc flow の流出の直後に流出したものであるかも知れない．いずれにせよこの岩石は先行した軽石と岩質が類似しているので，降下軽石の抛出からこの熔岩の流出迄を一連のマグマの活動と考えることは可能である．

この岩石は灰白色粗鬆で，鏡下では斑晶として，斜長石，石英，紫蘇輝石，普通輝石，角閃石，鉄鉱稀にかんらん石を含み，石基は既に軽石の所で述べたように無色のガラスである．角閃石は褐色又は赤褐色で，結晶の周囲から，輝石，鉄鉱，斜長石等の鉱物粒の集合体に変化しつつある．これらの結晶粒はかなりよく成長している場合があり，地表に噴出してからの酸化，分解等によるものではなく，マグマがマグマ溜りにある時既に角閃石の分解が始つていたことを暗示する．

この熔岩に固有なものとして，いわゆる basic inclusion が稀に含まれている．これは第 2 表に示すように母岩にくらべて成分が basic であるが，scoria の中に含まれていた同源深成抛出物等とは，これが特徴ある crisscross 構造をした石基を持つ斑状岩であることで区別される．これに就いては詳細は述べないが，成因的な解釈に基いて autolith, cognate inclusion 等とよばれており，女峯赤薙火山の最後の噴出物である山頂熔岩にもこれが含まれている．

興味あることは，この山頂熔岩でも，角閃石が分解しており，その分解は更に完全で殆んど輝石粒等の集合体になつている．

§ 4. 噴出物の量

男体火山の噴出物の容積を概算して第 3 表に示す．大体の見当を示すものには過ぎないが，scoria 噴出の場合は，軽石の噴出の場合にくらべ，空中に抛出されたものと flow となつたものとの比が大で，fall の噴出の方に爆発のエネルギーが多くつかわれ，軽石噴出の場合はその反対であつたことがうかがわれる．

§ 5. 噴出時代

尾瀬ヶ原湿原堆積物に掘られた竪穴で，地表から 270 cm の所に，男体軽石と岩質の類似する細粒の軽石が点在する所がある．同じ竪穴の 430 cm から出たヤチダモ材の埋没年は，放射性炭素により 5678±700 年前と測定された(尾瀬ヶ原綜合学術調査団報告，1954; p 75，841) これらの値から，男体軽石の抛出の年代を 4000±1000 年前と推定して，大きなあやまりはないであろう．

第 3 表　男体火山末期噴出物容積
(単位 km³)

	Flow	Fall	計
Scoria	0.14	2.5	2.6
軽　石	0.5 (竜頭滝) 0.3 (荒沢)	0.6	1.4
御沢熔岩	—	—	0.15

主段階に噴出した噴出物の容積は概算 15 km³
末期に噴出した噴出物の容積は上表より約4.2 km³

§ 5. 噴出機巧

軽石噴出のごとき激しい爆発的な噴火は，マグマの中に溶けていた揮発性成分，主として水分の爆発的発泡により起ると考えられる．そのような爆発的発泡をするマグマの水蒸気圧が，例えば御沢熔岩のごとく徐々に流出したと思われるマグマにくらべて，高かつたであろうことは想像に難くない．

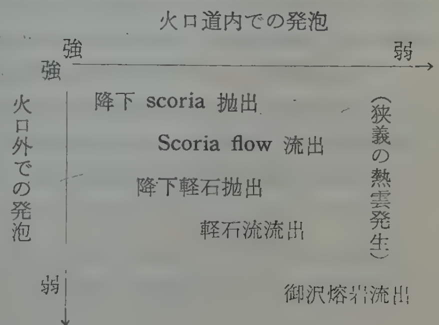
既に述べたように，軽石と御沢熔岩とは，岩質，特に液体の成分を代表すると考えられる石基ガラスの組成が似ている．従つて両者の噴出様式の差が専ら水蒸気圧の差によると考えてよいであろう．このことは，御沢熔岩中の角閃石が地下で輝石粒等に分解し始めているという事実により裏付けされている．おそらく軽石噴出の後，マグマ溜りの中の水蒸気圧が低下して，それまで安定にマグマの中にあつた角閃石が分解を始めたのであろう．同じことは，女峯赤薙火山の上原軽石流と，山頂熔岩についても認められる．

既に述べたように，軽石噴出の際，軽石塊は火口道の下部で形成されていたと考えられる．即ちマグマが連鎖的に急激に発泡し始めると，爆発的に体積が増大し，火口道を通して軽石を，あたかも加農砲で発射した場合のように，大きな初速で空中へ吹上げるのである．軽石流の流出は，このような降下軽石の抛出の間に，次第にマグマの水蒸気圧が降下して，爆発的な発泡が弱まるとおこる．すなわち，火口道中での発泡がやや弱まると，形成された軽石はもはや空中高く抛出されるだけの初速を得られず，火口から溢れ出て山腹を流下する様になる．この場合が軽石流の噴出である．更にマグマの水蒸気圧が低下すると，地下ではもはや爆発的な発泡はおこらず，徐々に続く発泡により，マグマの体積が増大すると，マグマは次第に火口道を上昇し火口から溢流する．御沢熔岩の流出はこのような場合であろう．

マグマが地表に出てからの発泡作用については，Scoria 噴出の場合と，軽石噴出の場合で明らかな相違がある．降下 scoria の scoria 塊は，角ばつた形をしていて，空中でなお爆発的発泡による分裂をつづけていたことを示している．これに対し降下軽石塊は不規則な丸味をもつている．これは，噴出後に若干発泡してふくれ上つたか，あるいは火口道を急激に上昇する間に，軽石が相互に擦れ合つて丸くなつたためである．いずれにせよ，空中に抛出された後の発泡作用は scoria の場合のように激しくはなかつたらしい．Scoria 噴出の場合，空中に抛出された後も盛んに発泡したということは，マグマの水蒸気圧が軽石噴出の場合より更に高かつたためではあるまいか，そのために，地下での激しい発泡はマグマの大半が scoria となつて空中に抛出されてしまうまで続き，その結果降下 scoria の量が scoria flow の量に比し多くなつたのであろう．軽石噴出の場合は初めの水蒸気圧がそれ程高くなかつたため，降下軽石があまり抛出されぬうちに水蒸気圧が降り，軽石流の流出へと移行し，軽石流としての噴出の方が多く行われたのであろう．

御沢熔岩の場合は地表噴出後の発泡も緩徐であつたろう．もし地下で徐々に発泡しつつ上昇した熔岩塊が地表で爆発的に発泡をおこせば，荒牧（1957）がいう狭義の熱雲が生ずるのではあるまいか．

以上の関係を図示すると下のようになる．



この図でマグマ溜りの中の水蒸気圧は左上が高く右下が低い．更に図の左下の部分に相当する事態は実際にはおこり難い．この図は主に男体の噴火に就いて書いたが，この考え方で，女峯赤薙の場合も，浅間の場合も噴出の機巧が説明できるのではなかろうか．

Scoria 噴出の際のマグマは軽石噴出の際のマグマにくらべ，より femic であり，より粘性に乏しく，より水蒸気圧が高かつた．そして多分より高温でもあつたであろう．前に述べたように，このマグマの岩系は直接にはきめられないが，化学成分上からはピヂオン輝石質岩系に属するとも考えられる．もししかりとすれば，これは末期噴火の前の休止期に，マグマ溜りの中で結晶作用をつづけつつあつた主活動期のピヂオン輝石質岩系のマグマの残液に，揮発性成分が濃集したものであろう．このマグマが激しい scoria 噴出を行つたためにマグマ溜りの屋根が破壊され，マグマ溜り中に基盤の花崗岩の破片が落下したために混成作用が進み，紫蘇輝石質岩系のマグマが形成され，それが軽石噴出をおこしたと考えられる．

謝 辞

終りに種々有益なる指導をして下さつた久野久教授，数多くの援助と助言して下さつた，都城秋穂，一色直記，荒牧重雄，向山広の諸氏と，分析をして下さつた伊藤順，原村寛の両氏に厚く感謝する．この研究は文部省科学研究費の一部を使用して行われた．

文 献

阿久津純 (1955)： 宇都宮周辺の関東火山灰層と河岸段丘；宇都宮大学学芸学部研究論集，**4**，pp 33～46.

——— (1957)： 宇都宮附近の関東ローム（火山灰）層；地球科学，**33**，pp 1～11.

Aramaki, S. (1957): The 1783 activity of Asama Volcano. Part I and II; Jap. Jour. Geol. Geog., **27**, pp 189～229, **28**, pp 11～33.

原田正夫 (1943)： 関東ローム（関東火山灰土）の生成に就いて；東京大学農学部土壌肥料教室報告，**3**，pp 1～140.

Iiyama, T. (1954): High-low inversion point of quartz in metamorphic rocks; Jour. Facul. Sci. Tokyo Univ., Sec. II, **9**, Pt. II, pp. 193～200.

Kuno, H (1950): Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan; Bull. Geol. Soc. Amer, **61**, pp 957～1020.

——— (1953): Formation of calderas and magmatic evolution; Trans. Amer. Geoph. Union, **34**, pp 267～280.

Rittmann, A. (1936): Vulkane und ihre Tätigkeit; Ferdinand Enke, Ferlag, Stuttgart.

斎藤　譲 (1899)： 日光火山彙地質調査報文；震予報，**27**，pp 3～78.

Tsuboi, S. and Sugi, K. (1926): Geological Guide to the Nikkō district; Guide-book of the Excursion. 3rd. Pan-Pacif. Sci. Cong. Tokyo, 1926, Excurs. B-1, Nikkō, pp 4～24.

山崎正男 (1950)： 日光火山群の諸火山の形成順序に就いて（短報）；地質雑，**56**，p 38.

Yamasaki, M (1954): On the chemical composition of lavas of Nyohō-Akanagi volcano, Nikkō, Japan; Jour. Facul. Sci. Tokyo Univ. Sec. II, **9**, Pt II, pp 345～354.

桜島の爆発的噴火と同火山に発生する地震の研究 (1)

東京大学地震研究所　水上　武・茂木清夫・平賀士郎・宮崎　務

(昭和31年10月27日及び昭和32年5月12日発表・昭和32年11月25日受理)

On the Investigation of Explosive Activities of Sakura-zima and Various Earthquakes originating from the Volcano.

Takeshi MINAKAMI, Kiyoo MOGI, Shiro HIRAGA and Tsutomu MIYAZAKI
(Earthquake Research Institute, University of Tokyo)

Volcano Sakura-zima resumed explosive eruption in its summit crater after a long repose on Oct. 13, 1955, and is still active up to the present (Oct. 1957).

In order to throw a light on the relation between explosive eruptions and volcanic earthquakes, we applied to this volcano the same method of seismometrical observation as being carried out in Volcano Asama. As the result, we observed four types of volcanic earthquakes originating from Sakura-zima: Namely, 1) volcanic earthquakes of the A type, 2) volcanic earthquakes of the B type, 3) earthquakes accompanied by explosive eruptions and 4) volcanic pulsation of continuous train (or harmonic tremor).

On the basis of the seismometrical observation at four or six stations, we determined localities of these earthquakes of the four types. As the result, it was made clear that the epicentral area of the B type earthquakes, the explosion earthquakes and the volcanic pulsation agree with the locality of the active crater on the summit, and the A type earth quakes are originated from deeper part of the volcano.

From the illustration of seismic activity and explosive eruption in Fig. 5, it seems that frequency of the B type earthquakes harmonizes with the eruptive activity. After precise examination of the development of the mentioned phenomena, we find that marked swarms of the B type earthquakes preceed in many cases to respective swarms of explosive eruption by ten or fifteen days. However, the problem is not always simple. It is neccessary to continue the observation not only in active state of the volcano but also in its calm state.

On the basis of the present observation, we determined the attenuation coefficient of seismic waves which propagate the earth's surface of Sakura-zima. According to comparison of the obtained value with those of Oo-sima and Asama, the former is markedly larger than the latter. The mentioned phenomena depends on the nature of ejecta which form near the surface of volcanoes. It will be reasonable that seismic waves of short period such as 0.2–0.4 sec are remarkably attenued in propagation through block lava and pyroclastic ejecta in loose state such as the present case of Sakura-zima.

§ 1. まえがき

桜島火山[1]は世界の諸火山の中でも最も active な火山であることはよく知られていること

であるが，例えば近年の数百年の期間において少くとも4回に亘つて多量の熔岩流を流出して，全島の約半ばに達する面積は Block lave を以つて蔽われている事実からも明らかである．また同火山の活動に伴つて大規模な地殻変動が桜島火山並びにその周辺の始良カルデラ一帯に及び，更にカルデラ外まで達することは大正3年の大活動に伴つた変動によつて明らかにされている．

以上の事実から，桜島はその活動の頻度において，その規模の大きさの点において，更には活動に伴う諸現象の著しい点において最も注目される火山である事に多言を要しない．

有史後における主な活動は文明，安永，大正3年並びに昭和 21 年に発生したものであるが何れも多量の熔岩を流出した大規模の噴火である．特にこれ等の噴火は何れも桜島山腹に新らたな噴出口が生じてそこから噴出したものであつて，南岳の山頂火口より噴出したものでない．また以上の大噴火以外の小活動も南岳山頂の火口よりの噴火の発生は有史後明らかな記録としては存在しない．大正3年以後近年の噴火は何れも南岳の東側の6合目から8合目に至る急斜面に小火口が生じて噴出したものである．昭和 14 年 10 月の小噴火の際には東側の急斜面に新火口が生じたために小規模な熱雲を生じた[2])．

然るに去る昭和 30 年 10 月 13 日に端を発する同火山の今回の活動は有史後はじめて南岳の山頂火口よりの爆発的性質を持つた噴火であつた．また活動がはじまつてから約4ケ月の期間の噴出物は火口底附近を構成した冷却した大小の岩塊であつたが，昭和 32 年4月以後の噴火においては冷却した岩塊の中には高温度の熔岩塊，軽石等が混入するようになつた．昭和32年1月〜2月のやや著しい爆発が続いた時期には高温の噴出物が相当多量に混入したことは夜間の噴火の際に南岳山頂附近が一面高温度の熔岩塊で蔽われたかの状態を呈したことからも判断される．

同年3月初旬より次第に爆発的噴火は減少して下旬頃には殆んど噴火は終止した．その後同年 10 月現在までに噴火が数回発生した程度にとどまり活動は次第に終息するかの状態にある．

§ 2. 今回の活動に対する調査研究

今回の活動は以上の如き経過をたどつたのであるが，多くの火山活動の実例から見て，中央火口よりの噴火活動は比較的長期間に亘ることが推定された．また噴火の当初より有史後初めて南岳中央火口よりの噴火である点について極めて注目され，火山活動の進展に伴つて山腹よりも噴出が起るかどうかに関しても大いに注目された．従つて今回の桜島の活動は火山学上究明すべき多くの問題を持つていたといわねばならぬ．

筆者等は浅間山[3]における爆発的噴火と同火山に発生する地震に関して相当長い期間に亘つて研究を続けきてたが，桜島の今回の活動は浅間山同様に中央火口の爆発的噴火である点及び噴出熔岩の物理的及び化学的性質の類似から火山の地震と噴火についても多くの類似した関係が存在するものと予想された．しかしこの点を確める事は火山学上重要な一つの問題であるのでそれを究明することに主力を置いた．

§ 3.　有線式遠隔記録による火山地震の観測

そのため浅間山で行つているると同様の地震計及び同じ方法を採用した．使用した主な地震計は周期1秒の電磁式地震計をポリエチレン被覆線を用いて，周期 0.3 秒の電流計に直結し，倍率は 4000 倍とし光学的にブロマイド上に記録して使用した．本調査は第1回目は7～8月と，第2回目は 11～3 月の2期に連続観測を行つた．　地震計設置場所及び器械の常数は下記の如くである．

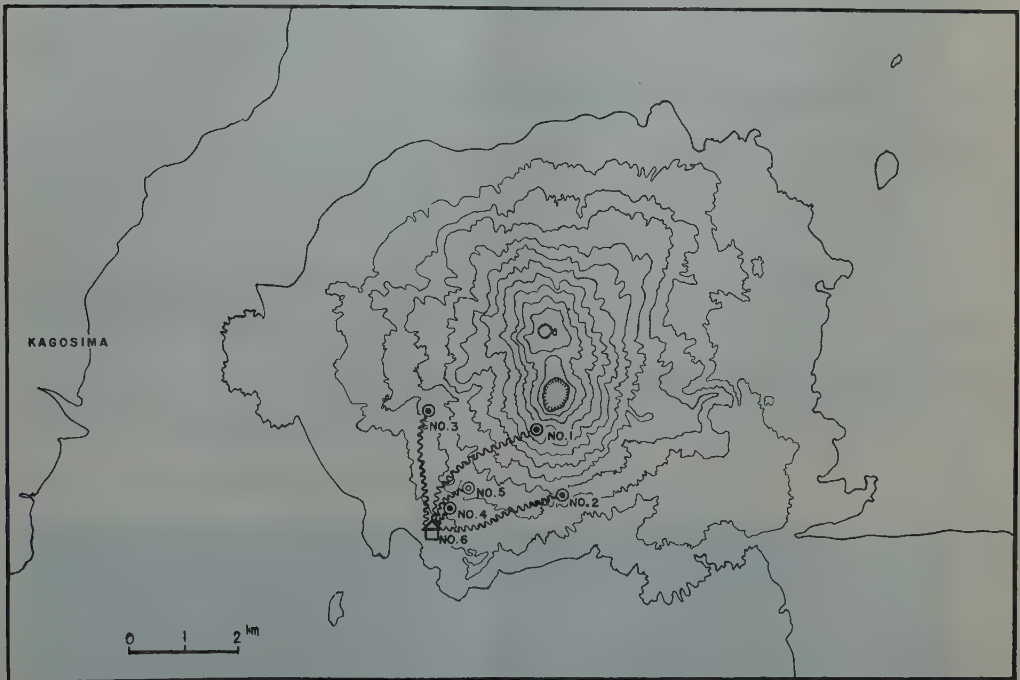


Fig. 1.　Topographical map of Sakura-zima and position of seismographs (No. 1～No. 6)

	観測期間	地震計の位置	観測点番号
第1回目	自 昭和 31 年 6 月 25 日	①南岳南側8合目（標高 800 m）	No. 1
	至 昭和 31 年 8 月 9 日	②引の平（標高 250 m）	No. 3
		③南岳南側2合目（標高 140 m）	No. 4
第2回目	自 昭和 31 年11月 23 日		

---至 昭和 32 年 3 月 25 日

第 1 回目の 3 ヶ所の外に同種の地震計 1 台を追加した.

南岳東南（標高 300 m）　　No. 2

以上の観測 4 点の略中央の位置（観測点 No. 5）に同型地震計を設置して増幅器を通してペン書きとし，倍率約 1000 倍，略同じ特性を持つ地震計を使用した.

以上の 5 点の地震計は有線にて東桜島町湯えの市の水道事務所に集めて記録し，同時にクロノメーターで毎秒の刻時を地震記象上に記録させた. なおやや大きい地震を記録せしめるため記録点に 250 倍の低倍率地震計 No. 6 をも加えた. これ等総ての地震計は水平動で火口方向の震動を記録するようにした.

以上の観測は期間中筆者等の中少くとも一人は必らず桜島に滞在して観測に従事すると共に噴火現象についても調査を継続した.

本観測において桜島火山に発生する地震の振幅及び震動周期等を量的に取扱うために各地震計の倍率の特性を一定に維持することに特に注意を払つた.

§ 4. 今回の活動に伴つた各種の火山地震の震源位置

観測された地震はいわゆる火山の下，深さ約 1 km 以上の深さを持つ地震（A 型）及び極めて浅い地震（B 型），及び爆発的噴火に伴う地震（爆発地震），及び長時間に亘つて連続的な震動（火山性脈動）の少くとも 4 種類の震動が観測された.

その中 A 型地震はその数極めて少なく，観測全期間を通じて約 10 ヶ，これに反して B 型地震は極めて多く，毎日の頻度にして多い日は 400 回，少い日でも数回という程度であつた. また爆発の回数とほぼ同数の爆発地震が観測された事はいうまでもない.

1] B 型地震の震源

多数の B 型地震は火山のどこに発生しているのであろうか. これを明らかにすることは本研究の目的の一つであつた. (1) 以上の如く 3 点乃至 4 点における同一常数を持つ地震計で観測される B 型地震の毎日の頻度は山頂火口に近い観測点程多数の地震が記録され，火口より遠くなるにつれて少くなる. しかも各観測点における毎日の頻度曲線は殆んど平行している. 第 2 図は観測点 No. 1 に

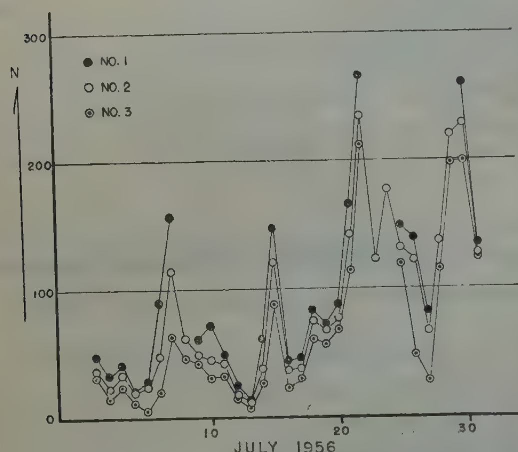


Fig. 2. Daily frequencies of micro-earthquakes observed at the three stations (Nos. 1, 3, 4)

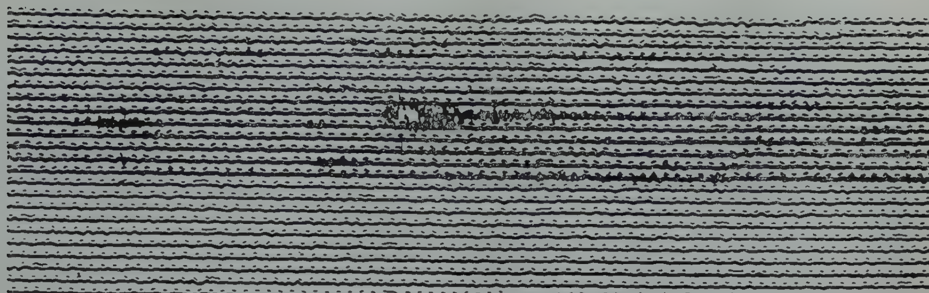


Fig. 3 (a) A seismogram of the A type earthquake, observed at the station No. 4 [1956. Dec. 25] (Time mark, every second and every minute)

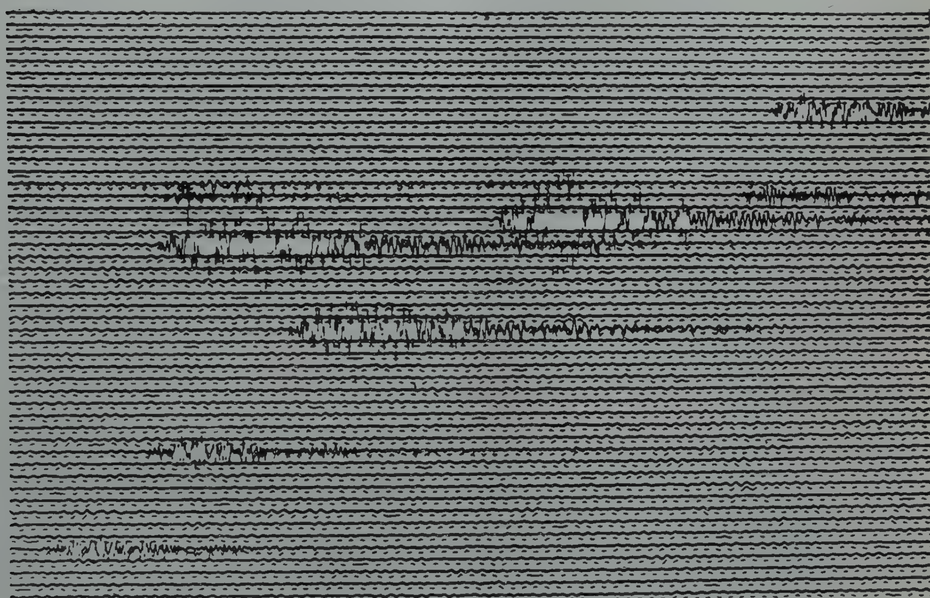


Fig. 3 (b) Seismograms of the B type earthquakes. (Time marks; every second and every minute)

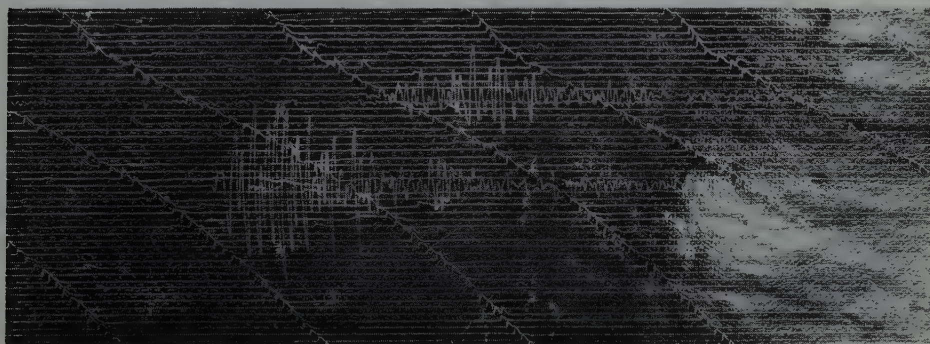


Fig. 3 (c). Seismograms of the explosion earthquakes observed at the station No.5, at 22 h 25 m and 23 h 25 m on Jan. 2, 1957. (Time mark every fifteen seconds)

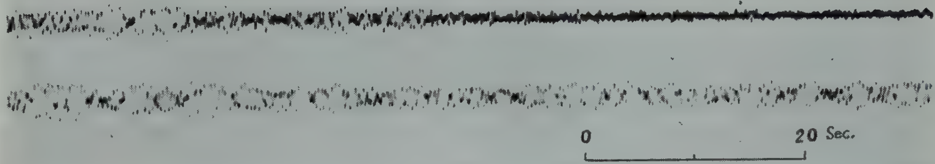


Fig. 3 (d). Seismogram of volcanic pulsation.

おいては最大振幅 0.2 μ 以上，No. 3 においては最大振幅 0.1 μ 以上，No. 4 においては最大振幅 0.05 μ 以上の地震の日別頻度を表わしている．(2) 一方記録紙上に現われた地震の最大振幅は山頂火口に近い観測点程大きい振幅を示している．(3) 初動の明瞭な記録について各観測点における発震時を比較すると山頂火口に近い観測点程早く初動が到達している．(4) 各観測点における地震動の性質を比較して見ると南岳火口から遠いもの程周期の短い震動が減衰している等の観測結果から B 型地震の震源は南岳火口附近に密集して発生していることが明らかである．またその震源の深さも極めて浅い事は振幅の減衰が著しい事，表面波が卓越している事，初動の走時曲線が直線に近く，しかもその速度が約 1 km という小さい値からも明かである．

2]　A 型地震の震源

火山に発生する A 型地震の性質については有珠山の活動の際に発生した地震について報告した．つまり B 型地震と異なり火山体のやや深い所（大体 1 km 以上）に，しかも広い範囲に震源が分布する．桜島の今回の観測期間中にはその数は約 10 ケに過ぎないが初期微動継続時間は 1～2 sec 程度であつて桜島の地表から 1～5 km の深さに発生したものと推定された．鹿児島気象台の観測からすれば今回の噴火活動の開始前及び当時には A 型地震が比較的頻繁に発生したものと考えられる．

3]　火山性脈動の震源

桜島の今回の活動に伴つて連続的の震動，つまり火山性脈動が発生した．日によつて著しく振幅に相違があつた．しかし概して火山性脈動の発生は顕著であつたということができる．各点における記象の比較から B 型地震と同様にその振幅は南岳火口に近い程大きく，かつ次に述べる如く振幅の減衰する状態からも今回の火山性脈動の震動源は B 型地震と同様に南岳火口底に極めて近い位置であると考えて間違いない．

4]　爆発に伴う地震の震源

爆発的噴火に伴つて地震が発生する事は多くの火山において明らかにされている．今回の桜島の噴火は浅間山の噴火の如く，短時間の爆発的な噴火（ヴルカノ型）には1個の単独の地震が伴う．仮りにこれを爆発地震と呼ぶ．三原山の噴火或いは昭和 21 年の桜島の噴火の如く小爆発が数秒程度の短い間隔で繰返えされる時は爆発地震は連続的の火山性脈動となつて観測される．今回の爆発地震の震源は南岳の火口の著しく深くない所であることは今更いうまでもない．しかし更に詳細な点になると必ずしも簡単には決定し難いし，爆発的噴火の発生機構に関

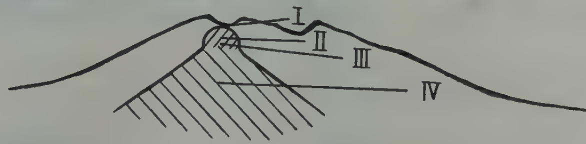


Fig. 4. Localities of hypocentres of earthquakes of the four types.
I volcanic pulsation,
II earthquakes of the B type,
III explosion earthquakes,
IV earthquakes of the A type.

する問題に結びつく．

以上で今回の桜島の活動に伴つた各種の震動の震動源の位置の大体の分布が明らかになつた．

§ 5. 桜島の噴火と火山性各種地震との関係

B 型地震及び火山性脈動の消長と噴火活動とを概観するために B 型地震は daily frequency (N) を以つて示し，火山性脈動は $\int_{0^h}^{24^h} A dt$ (A: 振幅) によつてその毎日の消長を五段階の任意の scale で現わした．噴火活動は爆発地震の鹿児島気象台[4]の Wichert 地震計による観測を基準として毎日の爆発の器械的エネルギーとして示した．これ等の結果は第5図に示してある．これによつて明らかな如く B 型地震の頻度と噴火活動の消長とは大きく見て一致している．この関係は浅間山における結果と極めて類似している．また火山性脈動も噴火活動の消長とほぼ平行している．然るに浅間火山の活動に関係して火山性脈動が現われることは極めて稀であり，現われる場合でもその振幅が極めて小さい．この点が両火山に発生する各種の震動現象を比較した場合最も著しく相異する特徴として注目される．

前述した如く爆発的噴火の盛んな時は B 型地震も著しく頻繁に発生している．しかも詳しく噴火活動と B 型地震活動の状況とを第5図によつて見れば，共に数回の消長があるが，噴火活動の盛んな時期の前 10 日～15 日を中心として B 型地震の著しい群発を示しているように見える．しかし噴火群と B 型地震群の対応を明瞭にすることはこれだけの資料では充分

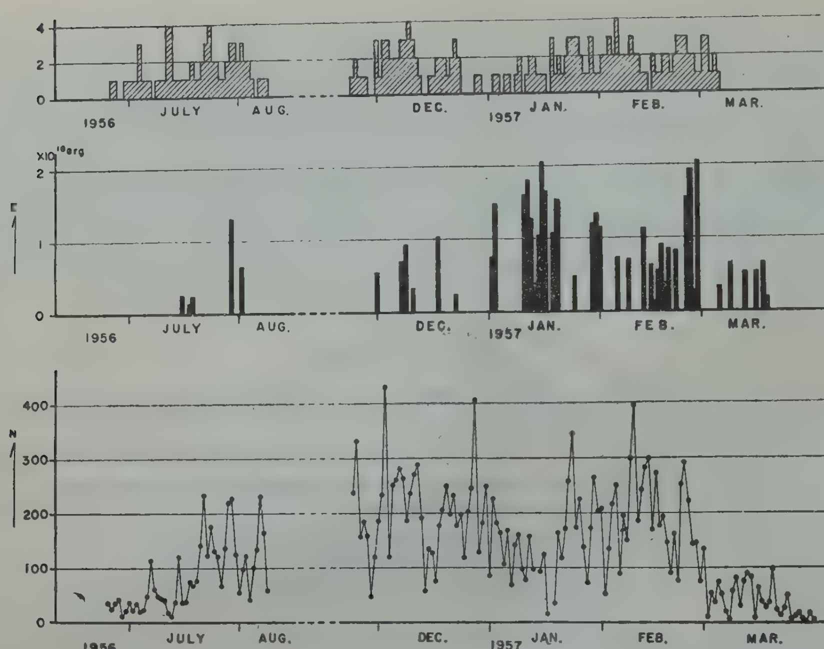


Fig. 5. Relation between recent explosive eruptions and seismic activities of Sakura-zima.
1st column, daily activity of volcanic pulsation,
2nd column, daily energy of explosive eruption,
3rd column, daily frequency of micro-earthquakes of the B type.

ではない．特に今回の桜島火山の活動が開始した昭和 30 年 10 月前後の観測がないことがこの問題を今直ちに詳細に論議できない主な理由であるが，今後同火山において全く平穏な時期に同種の観測を行つて，平穏時における状態を明らかにすることによつて問題を更に明かにする資料が得られるものと考えられる．

有珠山[5]及び浅間山[6]における B 型地震の震源分布は今回の桜島の場合と同様に，活動する火口の極めて近くに発生している．この事は B 型火山性地震の寧ろ一般的の現象であろうと考えられる．従つて今回の研究においても若し南岳山頂の火口よりの噴火が他の場所に移動する兆があれば，B 型地震の震源もその位置に移動するであろうとの推定のもとに地震計の配置等を考慮した．しかし全観測期間を通じて震源位置は常に南岳火口を中心とするものであつて山腹に移動する等の事態が生じなかつた．しかし桜島，三宅島等の火山の近年の活動に見られる如く，噴出火口が一定しない火山においては B 型地震の震源位置を常に追跡できるような地震計配置を行つて常時観測を行うならば，噴出火口位置を推定し得る可能性がある．従つてこの事はかかる火山の活動に対して災害防止に役立ち得る重要な現象であると考えられる．

つまり有珠山の昭和新山を生じた火山活動において確められた如く活動の初期には火山体の

やや深い処に，広い範囲に亘つて A 型地震が発生し，岩漿が地表に近づくにつれて B 型地震が後に昭和新山を生じた位置に発生し初め，次第に A 型地震より B 型地震の頻度を増加し，かつ B 型地震の震央域が狭められて終に震央域のほぼ中部から噴出を開始して，やがて熔岩丘の成生に至つた一連の噴火現象と地震発生の仕方との関係が，単に有珠山の場合にとどまらず，多くの火山活動に共通した現象ではないだろうか.

§ 6. 地震波の減衰と火山を構成する噴出物との関係

B 型地震について振幅が減衰する状態を詳しく調べるために個々の地震について観測点

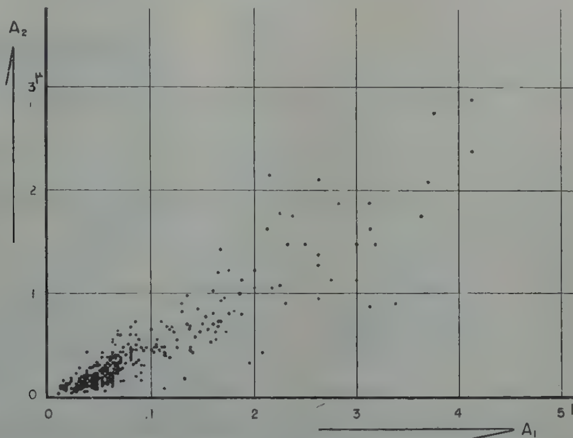


Fig. 6. Comparison of the maximun amplitudes of the B type earthquakes observed at the stations No. 1 and No. 2.

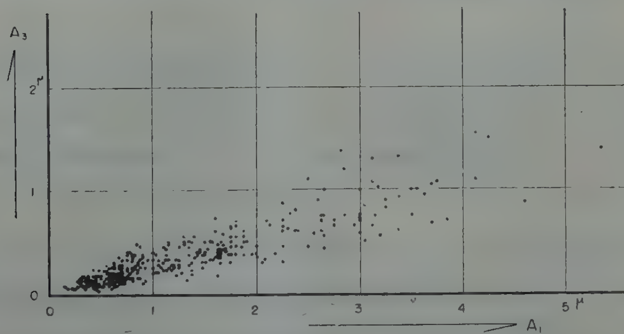


Fig. 7. Comparison of the maximun amplitudes of the B type earthquakes observed at the stations No. 1 and No. 3.

No. 1 に対して観測点 No. 2，No. 3 の観測結果を比較したものは第 6，7 図である. 各観測点の地震計は水平一成分であるが何れも南岳火口の方向の成分を記録するように設置されている. 之等の B 型地震の記象から最大振幅を示す波は表面波の位相に相当することが判断さ

せる．それで先に定めた震源，つまり南岳山頂火口底の北側の現在活動している部分を震源として表面波の減衰係数が次式より定められる．

$$A_n = A_0 e^{-k\Delta_n} \Delta_n^{-(1/2)}$$

$\left(\begin{array}{llll} A_n: & \text{各観測点における振幅}, & A_0: & \text{震源における振幅} \\ \Delta_n: & \text{震源と各観測点との距離}, & k: & \text{表面波の減衰係数} \end{array}\right)$

その結果桜島南側山体を伝わるB型地震の表面波の減衰係数の平均値は $(0.6\sim0.8)\times10^{-5}$/cm となる．

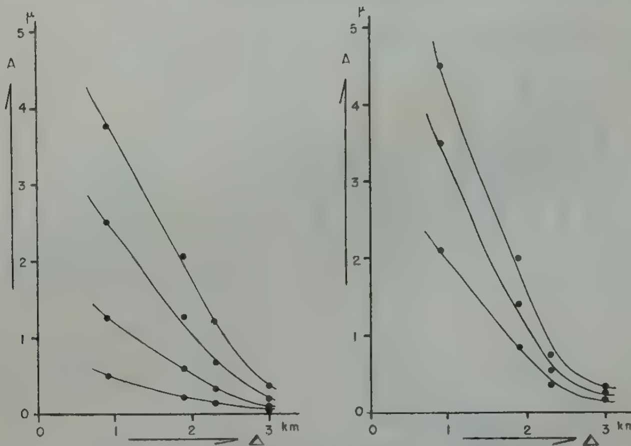


Fig. 8. Attenuation of seismic waves.
left: relation between the maximun amplitude of the B type earthquake and the epicentral distance.
right: relation between amplitude of volcanic pulsation and the epicentral distance.

他方火山性脈動並びに爆発地震の振幅についても同様に減衰係数の平均値として $(0.8\sim0.9)\times10^{-5}$/cm を得た．即ち B 型地震についても火山性脈動及び爆発地震についてもほぼ同程度の値を得た事によつても両者の震動源はほぼ一致した位置つまり南岳山頂火口底と推定する一つの論拠を与える．

なお観測点毎に減衰係数を求めると山頂火口に近い程小さい値を示すが，これの原因として観測点附近の震動に対する地盤の係数の影響の外に震源の大きさを考慮すること及び震源位置を僅かに変更することによつてもこの現象を説明し得る．なお又振幅の大きさに関係して減衰係数が多少異なる傾向が見られるが後述する如く主要な振動の周期は 0.2～0.4 sec という狭い範囲に限られていたためか，特に最大振幅を示す波の周期は 0.3 sec に近いものが多かつた理由によるためか減衰係数の著しい相違は見当らない．

以上の表面波の減衰係数を三原山[7] のストロンボリ式噴火に伴つた火山性脈動から求めた

値は (0.2～0.3) ×10⁻⁵/cm であるから，同じ周期の波について較べても桜島のそれは2倍以上の大きい値を示す．また浅間山山頂火口附近に発生する B 型地震[8] について桜島と同程度の振幅及び周期を有する表面波の東側山体を伝わる波の減衰は (0.2～0.5) ×10⁻⁵/cm を示すからそれと較べても桜島の減衰が著しく大きい．つまり桜島の比較的表面の山体を構成する噴出物は block lava 及び pyroclastic products から成り，波長の短い地震波の伝播に対して著しく減衰することを示すものであろう．

このような火山体を伝わる地震波の減衰の大小は火山を構成する火山噴出物の性質を反映するからこの意味での火山の構造を推定するに役立ち得るものと考えられる．

§ 7.　桜島各種地震の震動周期

桜島で観測された各種地震の内で A 型地震を除いた B 型地震，火山性脈動及び爆発地震について震動周期分析を行つた．

i)　個々の B 型地震動の平均周期として 0.35～0.45 sec の間にあり，震央距離が大きくなるにつれて僅かに平均周期が延びるがその影響は著しくはない．例として第 9 図に観測点 No. 3 における1月 11 日に発生した B 型地震の中の 2ケについて震動周期の頻度分布を示した．

ii)　火山性脈動についても同様の分析を各観測点の震動について行つた．その結果平均震動周期は観測点 No. 1 及び No. 2 の震央距離の小さい所では 0.30～0.33 sec,　No. 4 では 0.40 sec. 中間の No. 3 では 0.34 sec を示した．上の結果は昭和 31 年 12 月 23 日の同時記録を分析した結果であるが他の部分でもほぼ同様の結果を示すから今回の火山性脈動については一般性を失わないものと考えられる．第 10，11 図は No. 1～No. 4 における火山性脈動の振幅及び周期分析の結果を示したものである．

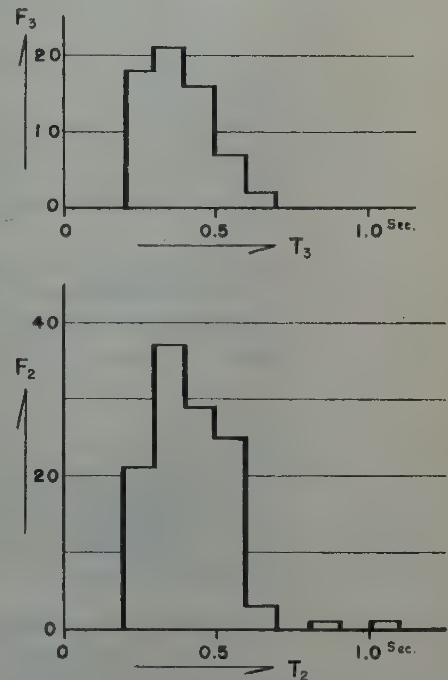


Fig. 9.　Frequency distribution of vibration-periods of the B type earthquake on January 11, 1957. (Stations No. 2 and No. 3).

iii)　爆発地震の震動周期:　爆発的噴火に伴つて1ケの地震が発生する．その初動方向は明瞭なものに関する限り押し波であることは同種の爆発を示す浅間火山におけると同様である．

かつその地震記象より見ても地震動の性質が極めて類似している．爆発地震動についても周期分析を行つたが，使用した記象は南岳南側2合目(Δ_5=2.5 km)に設置した1000倍のペン書き地震計の記録を用いた．その結果によると爆発地震動はB型地震のSの位相が必ずしも明瞭でない事や，表面波が卓越する点では甚だ類似している．しかしその振幅及び震動周期が著しく異なる場合が多い．10^{18}～10^{19} ergs 程度の爆発では平均周期は0.5～0.7 secの範囲であ

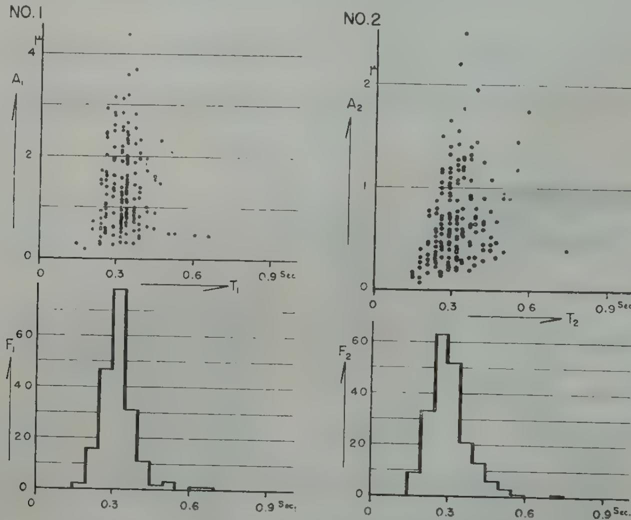


Fig. 10. Frequency distribution of amplitude and vibration-periods of volcanic pulsation at the station No. 1. and No. 2 which were observed from 22 h 43 m to 22 h 44 m on Dec. 12, 1956.

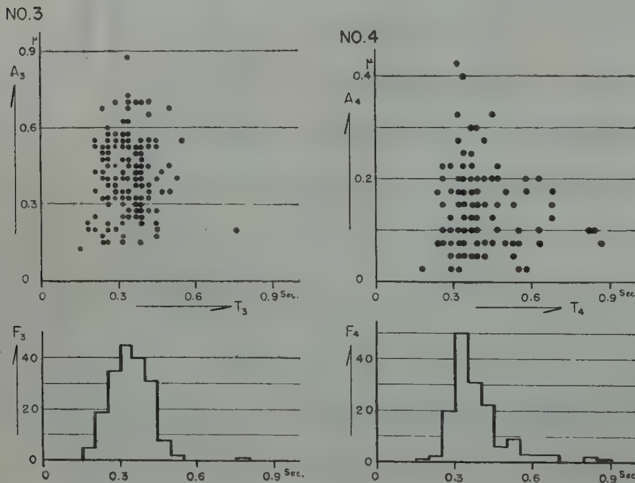


Fig. 11. Frequency distribution of amplitude and vibration-periods of volcanic pulsation at the station No. 3 and No. 4 which were observed from 22 h 43 m to 22 h 44 m on Dec. 12, 1956.

つて，大きい爆発程振幅が増大するばかりでなく平均周期も大きくなる．種々の点から考慮すると微小な爆発に伴う地震動は周期及び振幅が B 型地震に益々類似していく傾向が見られる．第 12 図には爆発地震動の周期分析結果を示してあるが同図 (1) は浅間山の約 10^{19} ergs の爆発地震動の周期分布であるが平均周期は 0.68 sec に及びその最大振幅は ($\Delta=4.2$ km) 101.4 μ である．(2)—(4) は今回の桜島の爆発地震動の結果であるが，爆発の大きさは 10^{17} ～10^{15} ergs 程度のものであつて，その震動平均周期は観測点 No. 5 ($\Delta_5=2.5$ km) において 0.54, 0.58, 0.62 sec. で，それに対応する最大振幅は 25.1 μ, 28.3 μ, 28.6 μ であつて最大振幅の増大と平均周期の延びとはほぼ平行している．

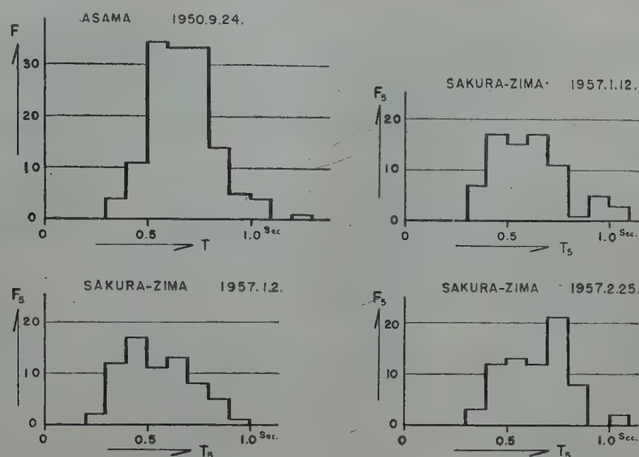


Fig. 12. Comparison of frequency distribution of vibration-periods for the explosion earthquakes which were observed at Asama and Sakura-zima.

今回観測された B 型地震の大きさは観測点 No. 1 において 12 μ より小さいことからして，震源における地震の大きさは最大振幅 23 μ を越えるものは起らなかつた事を示す．他方震源における火山性脈動の大きさもほぼ 10 μ を越えなかつた．然るに爆発地震の振幅はその 10 倍～30 倍程度のものが多くを占めた．この事実は B 型地震と爆発地震の形の類似，震源位置の一致等から見て，爆発地震は B 型地震の特別の場合，つまり或る程度より大きい地震を起す原因がある場合は破壊を生じ，爆発的噴火を伴う事を意味するものであろう．

§ 8. むすび

昭和 30 年 10 月以来今日まで，桜島南岳の火口は爆発的噴火を繰返えした．この噴火は久しく活動しなかつた南岳中央火口における噴火であつたという理由もあつて火山学上注目される問題が多かつた．筆者等は浅間山に於いて行つていると同様の方法を同火山に適用して火山

性の微小地震を観測し，噴火現象との関係，火山地震の性質等の研究を行つている．本報告はその一部分であつて，その結果の概要を記述したものである．

桜島において長期に亘る調査及び観測を実施するに当つて鹿児島県及び鹿児島市より観測室の貸与等，種々便宜を頂いた事に対して深く謝意を表したい．

なお地震記象の読取り，記録整理に尽力された高橋智子，伊東喜久子両氏にも謝意を表する．

[本研究は文部省科学研究費によつて実施したことを附記する．]

文　　献

1) OMORI F.: Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm., Vol. 8 (1914–1922), 1–523.
2) 津屋弘逵・水上　武: 地震研究所彙報 第 24 巻 (1940), 331–339.
3) 水上　武・内堀貞雄・その他: 地震研究所彙報，地震研究所談話会，地震学会及び火山物理研究会等にて講演.
4) 鹿児島気象台: 福岡管区気象台要報 第 13 号 (1957), 1–129.
5) MINAKAMI T., ISHIKAWA T. and YAGI K.: Bull. volcanol., ser. II, Tome 11 (1951), 45～157.
6) MINAKAMI T.: Bull. volanol. ser. II, Tome 18 (1956), 57–69.
7) MINAKAMI T., MIYAZAKI T. and TAKAHASHI T.: Bull Earthq. Res. Inst., Vol. 29 (1951), 359–381.
8) 水上　武・内堀貞雄・茂木清夫・平賀士郎: 火山物理研究会講演会 (1956 年 5 月 14 日) にて発表.

講　演　要　旨

1957年秋季大会講演要旨

10月19日，20日　於　伊豆大島元町小学校

1. 大島における火山性地震と三原山の活動

大島測候所　田沢堅太郎

大島測候所において 1939 年～1944 年，1947 年～1956 年の期間に観測せられた P～S が6秒よりも小さい火山性地震 1803 個について震源の分布と震源位置の時間的な変化とを調べた.

1. 前者については 1957 年1月のデータも加えて，そのうち初動の明瞭なもの 44 個について初動の方向と射出角，P～S を考慮することにより，これ等が測候所を含みほぼ NW⟷SE の方向にのびる帯状の地域に分布していることが推定された. 距離の尺度はすべて P～S 時間に相当する秒単位を用いて考えを進めた.

次に震央方向が N—W の象限にあるものは P～S がいずれも 1.2 秒～3.2 秒の範囲にあり，S—W の象限にあるものは 0.8 秒～1.8 秒の間に，さらに S—E にあるものは 0.4 秒～1.0 秒の範囲にあることがわかつた. N—E については数が少いので不明. 尚 P～S が 3.2 秒よりも大きなもので初動の明瞭に観測せられたものはなかつた.

2. 年ごとの各 P～S にたいする度数分布をしらべると，いずれも1つの山をもつ分布をなしていることがわかつた. これから P～S のモードの変化をみると，1950 年噴火の前の 1947 年→1950 年の変化では，3.0 及び 4.0→2.0→1.0→0.5 と順調なモードの減小がみられた.

即ちこの間，震源の主体的な位置が前記帯状の地域上を NW からしだいに近づきそして SE 方向(カルデラの方向) に移行したことが推定せられる. そして活動期の前にはこのような現象が起るであろうと期待せられる.

2. 三原山の火山活動に関連する火口内の溶岩温度の変動

気象庁　諏訪　彰，田中　康裕
大島測候所　佐藤　貞雄，田沢堅太郎

三原火口内諸定点の溶岩温度の変動(1952～56年)とその間における火山活動の消長との関連については既に発表したが(火山物理研究会ニュース No. 2, 火山 Vol. 1, No. 1, 験震時報 Vol. 20, No. 2 及び Vol. 21, No. 4)，ここでは，その後の観測資料を付加し，従来の全資料を総括的に再検討した結果を報告する.

該諸定点における溶岩温度の変動は，既に指摘した如く，噴火噴煙活動，火山性地震微動頻発などの火山活動と対照した場合， A・B・B′・C・D の5型に大別されるが，特に，B 型変動を示したものは 2～10 箇月くらいにわたつて温度が次第に上昇し，結局数 10°～300°C 程度上昇して後に火山活動が発現している. B 型温度変動を示した定点は三原火口南西部と火口東縁の剣ガ峰とを結ぶほぼ直線状の地帯，および該火口北東部に分布しており，この地域には火山構造上の弱線があるものと考えられる. 1954, 56, 57 年の各噴火で生成した3火口もこの地帯内にあり，本地域は今後の火山活動監視上も特に注目すべきであろう.

三原山は，1950, 51 年の大噴火以後現在までほとんど毎年噴火噴煙活動を繰り返してはいるものの，活動の規模，様式，噴出物の量，種類 (初生，再生等の別) および頻発地震微動などの発現状況などからみても，これらの諸火山活動は前記大噴火の余じんであり，現在，三原山の火山活動は，多少の消長を示しつつも，徐々に落ちついてゆく過程をたどつているもののようであるが，この三原火口内熔岩温度の変動状態からもそれがうかがわれる. すなわち，三原火口内諸定点の温度は前記の如き5型の変動を示しつつも，すべて，全般的には下降の傾向を示している. また B・B′・C 型変動を示す場合にも，その温度逆行 (上昇) 量は次第に減少されてきており，かつ B 型の場合の温度上昇期間も漸次短縮されつつある.

3．三原山で起る火山性地震・微動の性質

気象庁　田　中　康　裕

1938年（大島測候所設立）〜1957年の三原山の火山活動には，噴火・ひん発地震・ひん発微動等を合せて40回近い活動がある．ここでは同測候所（火口の北北西4.8 km）のウィヘルト式地震計で観測された火山性地震・微動について述べる．

年別火山性地震回数は，はなはだ相違しているが，ひん発地震回数を差引いた一般の火山性地震回数は毎年ほぼ同じである．なお，三原山で起る火山性地震の14％は有感地震である．

ひん発地震は突発的に起り，大抵数日以内にほとんど終了し，かつ噴火を伴わない．

微動はその発現状態から2型に大別され，継続時間40秒前後の孤立型と，何日間もほとんど連続的に記録される連続型とがある．前者は地震記象とよく似てはいるが，脈動性の波で位相の関係が明瞭でなく，噴火は伴わない．発現状態は徐々にそのひん度を増し，また，徐々にひん度を減ずるが，その発現期間は半月〜3か月である．火山性地震については石本・飯田の統計式 $NA^m=k$ の m は1.8であるが，孤立型微動ではこの統計式が成り立たない．連続型微動の多くは噴火を伴い，かつ，その発現時刻は大島測候所発表の噴火開始時刻より半日〜数日先行しているので，防災上噴火警報を出す重要な手掛りとすることができる．ただし，純学問的には，微動発現と同時に噴火活動が始まつたとみる方が適当であろう．

各ひん発地震の震源はそれぞれまとまつた地域にあり，高橋永田両博士算出の大森係数 $k=2.2$ を用いれば，震央は三原山の西〜北〜東側一帯にきめられる．微動は火口付近で起つているものと考えられる．火口からひん発地震域までの距離を求めると，1938〜44年ごろは4〜7 km．1952年ごろは2〜3 km と近づき，1953年以後は微動の出現ひん度が増し，最近の地震の活動源は火口のごく近い所にもあるように考えられる．

4．三原山に於けるガス組成の変化と火山活動

東京都立大化学　野口喜三雄・神谷　宏

昭和32年4月から三原山の火口附近に4個所の観測点を設け，火山活動に伴うガス組成の変化を観測したるに次の結果を得た．

測定方法は火口の周辺に多数の孔がある木製の箱を設け，その中に25％カセイカリ溶液を500 cc 入れた硝子製容器（蓋のない直径15 cm の容器）を置き，火山ガス中に含まれる酸性ガスを吸収させ1週間乃至10日間に1回液をとりかえ，吸収した二酸化炭素，塩化水素，硫化水素，亜硫酸ガスなどを調査した．先づ吸収したアルカリ液を5〜25 cc 三角フラスコにとり，これに蒸溜水40 cc を加え，更に30％過酸化水素を0.2 cc 加えて，ソーダ石灰管をつけた逆流コンデンサーを付けて重湯煎上で熱し，硫化水素及び二酸化硫黄を完全に硫酸にかえる．残つた過酸化水素は三角フラスコに逆流コンデンサーを付けたまま直火で沸騰させて分解する．次にこのフラスコにゴム栓を施し，冷水で冷す．この液をフエノールフタレンを指示薬として2N HCl でpH 8.4 になるまで滴定し，更にメチルオレンヂを指示薬として塩酸で滴定して両者の滴定値の差を2倍して二酸化炭素の量を求め，この値から始め用いたカセイカリを全く同様に処理して得た二酸化炭素の量を差引いた．塩化水素はガスを吸収したアルカリ液を二酸化炭素の場合と同様にして酸化して後クロム酸カリウムを指示薬として硝酸銀で滴定したものであり，硫化水素及び二酸化イオウはガスを吸収した液を同様に処理して酸化し，硫酸にかえた後塩化バリウムで硫酸バリウムの沈澱をつくりその目方を測つてSとして計算した．何れもブランクの値を差引いた．三原山は昭和32年4,5,6月には沈静状態にあつたが，8月4日から8月下旬まで活動し9月上旬一旦稍沈静し，まもなく9月下旬から10月にかけて大活動した．ガスの Cl/CO_2 比及び S/CO_2 比は4，5，6月には小さく，7月下旬より急激に増大し，8月の活動期には何れも値が大きく，9月上旬一旦著しく小さくなり，9月下旬から再び増大した．このガスの変化は三原火山の活動とよく一致する．

5. 火山ガスの地球化学的研究（続）

東工大　岩崎　岩次・桂　　敬
小沢竹二郎・吉田　　稔

現在までに測定された火山ガスをその化学組成か～大別すると下のように分類される．

これらの事実を説明するために演者らは次の機構を考えた．即ち (1) は非常に active な火山から得られたもので恐らく岩漿から直接放出されたものと考えられ温度も高く，ハロゲン化物に富んでいる．2) 火山活動の消長につれて岩漿が冷却し約 800°C 以下になるとハロゲンと H_2 は放出されなくなるが，SO_2 は続けて放出される．また岩漿の後退により火山ガスの供給源が遠くなると途中で冷却されて硫黄化合物の化学平衡の移動により H_2 が減じ H_2S が増えてくる．更に冷却されて H_2O が凝結すると始めに先ず HCl が吸収される．3) 更に冷却されて SO_2 の水溶液が形成されると高温，高圧のため，次の分解反応 $3H_2SO_3 \rightarrow S+2H_2SO_4+H_2O$，$4H_2SO_3 \rightarrow H_2S+3H_2SO_4$ により硫酸と H_2S を生成し，その結果ガス中に SO_2 は少くなる．

4) (3) で生成された H_2SO_4 が周囲の岩石との反応で中和されて H_2S はその溶存金属と反応 (FeS_2 etc; の生成) によつて消費されると噴気ガスは CO_2 が大部分となる．しかし，火山活動は一般に同一地域での繰返し現象がみられるので一次的に形成された硫黄，硫化鉄，炭酸塩鉱物などからの二次的分解による SO_2，H_2S，CO_2 の生成に考慮されるべきである．

1)		800～1200°C	$SO_2>H_2S$	H_2，HCl を含む	大島，昭和新山
2)	a)	100～400°C	$SO_2 \gtreqless H_2S$	H_2 trace，HCl を含む	十勝岳，九重硫黄山 etc.
	b)	〃	〃	H_2，HCl trace	一切経山，那須茶臼山 etc
3)		100° 附近	$H_2S \gg SO_2$	H_2，HCl は none SO_2 (1 % 以下)	箱根，焼山(秋田) etc.
4)		$\lesssim 100°$	H_2S (1 % 以下)	主として CO_2	別府，阿蘇湯の谷 etc.
5)		$<100°$	H_2S trace	CH_4，N_2 etc. が多くなる．	吉松温泉，長万部温泉

---

6. 火山噴出物中のハロゲン元素に関する二，三の問題

鹿児島大　鎌　田　政　明

火山活動の盛んな火山からは火山発散物として，ハロゲン元素の化合物が多量に噴出され，火山活動が衰えると噴出物中の量が減じ，遂には消失するといわれており，ハロゲン元素は火山の activity を示す一つの指標と考えられている．しかし火山ガス，火山昇華物等を火口で連続的に採取，観測することは一般に極めて困難であり，しかも必要なのは活動時の観測であるから，上述の主張も特定の火山の研究結果か，もしくは断片的な観測結果によつて支持されるに過ぎない．

また，ハロゲン元素のうち，塩素，まれにフツ素が定量されたのみで，臭素，ヨウ素についての研究結果は甚だ少い．これはハロゲンの地球化学的研究における一つの盲点とも考えられる．

著者は，遠隔採取ができ，しかもある爆発に際して生成した火山ガス，火山昇華物を捕捉率は別にしてもかなり一様に含む媒体として，即ちその爆発の性格をかなり反映すると予想されるものとして火山灰に注目し，その中のハロゲン元素を定量，研究することを企てた．

試料としたのは 1955 年 10 月以降 2 ヶ年に亘つて小活動中の桜島火山南岳のもので，地球物理学的観測がかなり詳細に行われ，岩漿のうごきがかなり明瞭にとられている点得られた結果の解析に好都合であつた．

その結果，火山灰中のハロゲン元素を研究することによつても，冒頭にのべた傾向を裏書きできることがわかつた．なお，位置がほぼ一定した小さい岩漿だまりから火口えのハロゲンの移動において（一種の蒸溜と考える）先行するハロゲン，例えば塩素，おくれるもの，フツ素があるらしいこともわかつた．岩漿だまり自身の上昇があるとき――その極端な場合は熔岩の流出であるが――には，先行，お

くれの差は少くなり，F/Cl は次第に大きくなると予想されるが，F/Cl の値が最大値を示したのが 1957 年 2 月，即ち，南岳の今回の活動において岩漿がもつとも上昇したと思われる時期においてであり，またこの F/Cl は，熔岩の流出があつた 1914 年の大噴火の際の火山灰においては，さらに大きい値をもつことも明かとなつた．この事は逆に岩漿のうごきを化学的にしらべる可能性を示すことも考えられ，ハロゲン元素の存在状態（たとえばフツ素は可溶性のものと不溶性のものとがあり，1955～1957 年の火山灰においては前者が，ほぼ 10～20 % であり，1914 年の灰においては 50～60 % であり，各々よく一定していることは甚だ興味深い）および，臭素ヨウ素の含有量等とともになお研究をすすめている．

7．火山発育史上より見たる近年における桜島火山の活動について

立正大　山　口　鎌　次

桜島は大正噴火以後数回に亘り活動を繰返しているが，これら一連の火山活動の推移につき本火山を構成する各熔岩類の化学成分の変異と，噴出地点の移動という二つの点からこれを考察して見る．SiO_2 の含量を化学成分の代表とし，古い熔岩から新しい熔岩への順にその変化の状態を示せば次の通りである．

1	北岳噴石及北岳熔岩	64.45 %
2	北岳浮石質岩滓	66.32
3	北岳寄生火山熔岩	66.11
4	鍋山寄生火山噴石	61.81
5	南岳熔岩第Ⅰ型	60.60
6	南岳中岳集塊岩南岳熔岩第Ⅱ型	64.07
7	時代未詳熔岩	62.34
8	文明熔岩（1468～1476）	66.35
9	安永熔岩（1779）	64.13
10	大正第 1 期熔岩（1914）	61.04
11	大正第 2 期熔岩（1914）	59.01
12	昭和 14 年度火山弾（1939）	57.11
13	昭和 21 年度熔岩（1946）	60.62

上にあげた化学成分変化のすう勢から考慮して昭和 10 年（1935）以後に起つた大小数回の活動は大正 3 年度の岩漿活動の連続と見られこの程度の活動は今後も繰りかえすものと予想される．併し文明年度以後に起つたような大活動は，たとえ起るとしても遙か将来のことに属するものと考えられる．

次に本火山の活動の中心は南岳火口であるが歴史時代以後の噴火は山腹で起つている．これは南岳火口の火道は旧熔岩の栓で塞がれているためであろう．然るに昭和10年以後の活動は南岳火口又はその直下の山腹で起つているのは旧火道が次第に爆破されて，ここから内部の勢力が洩れ易くなつた為であろう．この点から見ても小爆発は今後も繰返へすであろうし，そのため内部でのガスのうつ積を後らす結果を招来するものと思考される．

8．阿蘇火山における火山微動の観測結果に就いて

九大物理　下鶴　大輔・後藤　賢一
中牟田　修・佐藤　義子

阿蘇火山の火山性地震及び微動の研究は佐々先生の詳細な研究があり，阿蘇火山の微動を 4 種に分類されている．然し，短周期の微動に就いて少し疑問を残されていられ，その原因として観測点が火口より少し遠い事にある様に思えたので，短周期の微動が Polcanic origin であるかどうかを確める事と，又，その様な火山微動の周期別減衰特性が火口のごく近くではどの様になるかという二つの目的を以つて，本年 8 月及び 9 月の二回にわたつて微動観測を行つた．Pick up は周期 0.5 秒の上下動で一台を火口中段のテラス上に置き，他の一台を火口より 800 m の測線上の 7 点に順次にセツトして，それぞれの点と火口底との比較観測を行つた．増巾器は約一万倍，記録計は三栄測器製の 4 ‒素子インク書きオツシロスコープを用いた．記録紙の送りは毎秒 3 cm である．火口の活動状態は非常に静かで約1 000 m 下の測候所の 310 倍の石本式地震計には微動らしいものは殆んど出ていない時である．それぞれの記録中任意の30秒間をとつて，周期一頻度分布図を作ると，火口底で非常に卓越した周期 0.1～0.15 秒の短周期の微動がふもとに来るに従つて減衰し，見かけ上周期は伸び，700m ふもとでは 0.15～0.20秒の波が卓越する事がわかつた．佐々先生が多分火山性微動であろうと指摘された 0.2 秒程度の微動は

果して volcanic origin のものである事がわかつた．又，火口底の微動振巾を火口壁上のそれと比較すると約 5.5 倍あり，微動は急速に減衰し距離と共に対数的に減少する事が判つた．更に測定された火山微動の周期と振巾（平均）の関係はほぼ直線関係になる．

9．阿蘇根子岳熔岩の化学組成（第一報）

東工大　松　本　幡　郎

根子岳は阿蘇中央火丘群中，最東部に位し放射状の3本の岩脈，東西に走る天狗岩の岩脈と成層状態にある多くの熔岩流及び集塊岩質の熔岩流より成る．岩脈の岩石は何れも紫蘇輝石の斑晶の多い角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩である．熔岩流の岩石は大部分は，含橄欖石複輝石安山岩，複輝石安山岩で角閃石斑晶を有するものは少い．岩脈の岩石4個と熔岩流の岩石 29 個の分析の結果，根子岳の岩石は，日本の火山岩と比較した場合 SiO_2 成分に対して，Al_2O_3，Fe_2O_3，MgO，Alkali に富んでおり，Total FeO，CaO，TiO_2 に乏しい化学的特徴を示す．他の阿蘇中央火丘の岩石と同様に比べた場合には，Al_2O_3，Fe_2O_3，MgO，Na_2O に富んでおり，FeO，CaO，K_2O に乏しい性質を示す．斜長石の斑晶の多いため Al_2O_3 が多く，磁鉄鉱の多いため Fe_2O_3 が多い．今岩脈及び熔岩流の岩石の各々の平均値を示すと次の通りである．SiO_2; 54.63，TiO_2; 0.69，Al_2O_3; 18.32，Fe_2O_3; 4.92，FeO; 3, 67，MnO; 0.12，MgO; 4.34，CaO; 7.46，Na_2O; 3.29 K_2O; 1.12，P_2O_5; 0.18，： SiO_2; 53.75，TiO_2; 0.75; Al_2O_3; 19.07，Fe_2O_3; 3.73，FeO; 4.48，MnO; 0.15，MgO; 4.79，CaO; 7.15，Na_2O; 3.23，K_2O; 1.01，$H_2O(+)$; 0.65，P_2O_5; 0.20.

岩石学の問題と関連させねばならないが今回は，一応根子岳岩石の一般的な化学組成についてのみ報告する次第である．

10．Hawaii 島キラウエア火山の噴火に伴う地殻変動

震　研　茂　木　清　夫

桜島に続いて，Hawaii 島 Kilauea 火山の 1924 年の噴火に伴う火口周辺の広大な沈降の機構について考察した．資料は主として W. T. Wilson による水準測量，三角測量の結果及び Jagger 等による地表傾斜観測，火口底の深さの測定などである．結果の主なる点を次に示すと，

(1)　変動の水平成分について解析して平面変形の量 delatation, shear 及び rotation 及び principal strain の分布を計算した．これらの量は規則的分布即ち同心円状の分布をしている．

(2)　上述の量はカルデラ地域で異常に大きく 10^{-3} に達する．このことは 1912～1921 の期間の水準測量の結果，カルデラ地域だけが大きな沈降を示し，他の地域と全く別の変動をしたことと符号し，従つて以下において他の地域を一様な連続体として論ずる際にカルデラ地域を除いた．

(3)　1922～1927 の期間の垂直変動としては火口を中心として著しく沈降した．これは地表傾斜観測等の結果から 1924 年噴火に伴つて急激に起つたものであると考えられる．その等沈降曲線は同心円状で，水平変動と密な関係が認められる．

(4)　水平，垂直の両変動の分布及び相互の著しい関係を説明する機構として地下内部に存在する圧力源を考えた．最も簡単なものとして桜島の場合と同様球状の圧力源の圧力が急激に減少したために地殻が弾性的に変形し，地表が沈降したと考えると，圧力源の深さが 3.5 km の場合にこれらの事実をよく説明できる．

(5)　火口から Hilo に至る水準路線に関する結果から上述の変動よりも更に広範囲の沈降が重なつていることが予想され，これについて圧力源は 15～20 km と推定される．

以上の結果から 1924 年の噴火に際して地表及び地下内部において熔岩が大規模に流動し，熔岩溜の圧力（体積）が減少したために，地殻が変形した結果地表の広大な地域が沈降したと考えられ，その熔岩溜としては 3.5 km 及び 15～20 km の深さが推定された．

11．火山活動に伴う地震の研究（II）

気象研　木　沢　綏

有珠—昭和新山の生成（1943—1945）の時に発現した地震群を，25 km—69 km 離れた室蘭，森，札幌の各地震記象に基いて研究を続けている．今回得

られた主な結果を次に記す.

I. Pre-volcanic stage (Dec. 1943—Apr. 1944) に発現した地震群，即ち A 型地震の大部分は各地共，水平動の Ncomp. の振幅 A_N(Max, amp.) が Ecomp. の振幅 A_E(Max, amp.) よりも大きく，$A_N/A_E>1$ となつていた．一方 lava dome の出現と成長に伴つた B 型地震群 (Oct. 1944—Oct. 1945 既報・水上教授は C 型と発表されている) の場合は逆に $A_N/A_E<1$ になるという顕著な相違を示した．これは両地震群の表面波の振動方向に明らかな差異を示し，両者は違う性質の表面波である事が想像されて来る．この事は震源の機構及び深さの相違に起因するためであろうと考えられる．水上教授が諸火山でいわれた"震源の深さ"を裏書きする問題も提供されるようで，誠に興味深い．

II. A 型地震群は例外なく，(イ) 地震動の始めに周期の短い ripple を含んでいる．(ロ) S 波の出現が明瞭である．これに反して B 型地震はすべて，(イ) ripple が無く，(ロ) S 波は極めて不明瞭である事が判つた．ここに両地震個々の性質の違いが示され，更に活動機構の変化の行程を想像する事もできるようになつた．

III. A 型地震群の毎日の最大地震は，大小不規則な大さで発現したが，B 型地震はその初期を除けば大部分同じ大さに現われている事が判つた．この事実は A 型地震は深い処に起り，B 型は地表近くに発現する（水上）という事と符合する．即ち，浅所は構成物質の破壊強度が深所よりも小さく，単位体積当りに蓄えられる弾性 energy には限界がある（水上，茂木）ので，B 型地震の大さには，このような上限があるのでいかと考察される．

IV. 森 ($\Delta=54$ km) の地震記象は，他の 2 ケ所のものとは著しく異り，速度の非常に遅い相が現われた．いろいろと原因は考えられるが，これは path が海だからであろうから，とに角この方面の関係を研究している．

12. 有珠火山周辺の水準測量及び地磁気伏角測量

北大地球物理 村瀬 勉

(1) 1957 年 8 月昭和新山北及び東麓にある二等水準点の改測を行い，1953 年の地理調査所の結果と比較し，相対的に昭和新山北麓は上昇し，南方の上長流地域は沈下していることが解つた．昭和新山の生成後十数年経つているが，その近辺はなお相当の地表変動があるようである．

(2) 昭和新山 dome 上の赤熱した亀裂部分の温度が若干低下したので地磁気伏角の再測を行つたが，1955, 1956 年との差はなかつた．

(3) 大有珠，昭和新山等の dome 状火山との比較及び近辺の潜在 dome の磁気的性質調査の基礎とする目的で，小有珠火山の地磁気伏角測量を行い，回転楕円体の model を使つて $J=9\times10^{-3}$ emu/cc. を得た．これは大有珠等より値は大きい．

13. 雌阿寒岳の微小地震の状態

北大地球物理 村瀬 勉

雌阿寒岳の一連の活動はいわゆる水蒸気爆発といわれるもので，そのうち最大のものは 1956 年 6 月 15 日に起り，噴出物の放出に費されたエネルギーは約 7×10^{18} ergs であつた．地震観測はその後も続いて行われているが，6 月 15 日以後得られた微小地震の状態について記録を整理した結果次のことを知つた．

(1) 回数は非常に少く，圧倒的にB型が多い．

(2) 周期の頻度は殆んど 0.3 sec 以下である．

(3) B 型地震のエネルギーを Rayleigh 型の表面波として計算してみると約 6 ケ月間で放出されつくしている．

微動は 1957 年 7 月現在で，なお継続していることを考えれば，この B 型地震は微動の原因（雌阿寒の場合破砕された地下の亀裂から水蒸気が逃げ出すことによつておこるという考えが妥当）と違つた原因を考えることが必要であろう．

14. 屈斜路カルデラの軽石流堆積物について

北大地質 勝井義雄

屈斜路カルデラの北方には，洪積世末葉に噴出した軽石流堆積物が，面積約 1000 km² の火山砕屑物台地を作つて，分布している．この軽石流堆積物は，珪長質の含普通輝石・紫蘇輝石石英安山岩の軽

石，火山灰からなり，分級作用が悪く，やや多量の外輪山熔岩片，基盤岩片及び炭化木片など含む．この軽石流堆積物は，第1期と第2期に区別される．第1期堆積物は熔結作用が進み，第2期堆積物に覆われて，その露出は，谷及びカルデラ壁などに局限されている．第2期堆積物は，未凝固で，軽石の最大粒度平均及び外来岩片の粒度・数は，噴出中心から 25〜38 km までは大きな変化がなく，それより遠くなつてから急速に減少する．（これに反し，摩周火山などの降下軽石堆積物は最初から急速に粒度を減少する．）

このような多量の珪長質軽石流の噴出後，径 26×20 km のクラカトア型の屈斜路カルデラが陥没している．クラカトア型のカルデラ形成には，常に多量の珪長質マグマが主要な役割を演ずる．屈斜路火山では，ピヂオン輝石質岩系の玄武岩・安山岩（c，V_c 型）の噴出についで，晩期に紫蘇輝石質岩系の安山岩（V_d，V_e 型）が噴出し，そのあとで多量の石英安山岩質軽石流が2回にわたつて噴出している．外輪山熔岩から軽石流堆積物への移行は，ノルム F_s の増加を伴わず，急激なノルム W_o の減少となつて示される．この現象は外輪山熔岩では通常の結晶分化作用のコースをたどる（晩期には混成作用の影響が現われる）が，最後には多量の wall rock を混成し，軽石流をもたらした珪長質マグマが生じたものと説明されよう．屈斜路カルデラ形成後に生じた摩周火山のカルデラ形成にも，また十和田火山の複カルデラ形成にも，全く同様な現象がみられる．

15. 柵層の火山岩類

東北大教養 八 木 健 三
長野市西高 竹 下 寿

長野県上水内郡に発達する柵層の時代に先行した火山活動は，小川村飯縄山，鬼無里村魚山，長野市黒岩に産する普通輝石かんらん石玄武岩で代表される．これらはすべてピジオン輝石質岩系に属する．飯縄火山の基底の一部にみられる玄武岩も，同質のものであるが，その時代は判然としない．

このあとしばらく静穏な時代を経て，柵層の主体をなすはげしい火山活動がはじまり，多量の熔岩流やその火山砕屑岩を生成した．これらは同一の柵堆積盆中でも，その産地により岩石学的特徴を異にしており，かんらん石複輝石玄武岩・複輝石安山岩・角閃石安山岩・角閃石複輝石石英安山岩などで，玄武岩にはピヂオン輝石質岩系のものもあるが，大部分が紫蘇輝石質岩系のものである．

岩石学的にみると，斜長石は An 60〜90 のかなりひろい範囲にわたる．斑晶単斜輝石は Ca 40 Mg 40 Fe 20〜Ca 40 Mg 35 Fe 25 の組成の普通輝石，斜方輝石は Mg 65〜Mg 70 の紫蘇輝石が最も多い．かんらん石は Fa 25〜Fa 40 の組成をもつ．角閃石はかなり多量にみられ，とくに下部の安山岩中には 10〜15 cm に及ぶ大晶をもつものがある．緑色〜褐色で，ときに濃褐色のものもある．酸化の程度により屈折率の上昇するのが明かにみとめられるが，飯縄火山の熔岩中にみるような赤褐色の酸化角閃石はみられない．石基中の輝石はピヂオン輝石，普通輝石，斜方輝石よりなり，単斜輝石と斜方輝石の量の比は広い変化を示す．

これらの各岩型の化学組成をみると，全体としてアルカリに乏しく，石灰にとむ傾向を示すが，柵坪根のややガラス質の複輝石安山岩は，アルカリ，特にカリにとんでいるのが注目される．本岩類についての地球磁気的研究は百瀬寛一氏により行われつつあるが，いままでに得られた結果によれば，前駆活動の玄武岩類は逆向帯磁を示し，中新鮮新世の活動の可能性がつよく，その他のものは測定したかぎりでは，正常の帯磁方位を示し，鮮新世と考えられる．

16. 緑色凝灰岩層形成に関する試論

大阪市大 松本 隆・池辺 展生

緑色凝灰岩層を日本列島において中新世鮮新世にかけて形成された火山性の地層というように拡張解釈し，さらに本論の対照となる地域を主として本州裏日本側及び瀬戸内地域に限るとき火山活動と地殻運動の相関々係が明かにされた．

これによつて，ある特定の地殻運動は特定の質をもつた火山活動に対応することがうかがわれる．質の特徴は A–C–N ダイアグラム上に比較的明らかに表わされる．

筆者らはさらに，このようなことは火山岩の多様性がマグマの発生時の状態と発生の場所によつて基

本的に決定されることを示すものであろうことを想像し，Di–Ab–An 系の平衡図を model として A–C–N ダイアグラムを併用し，いわゆる pigeonitic rock series のものについて，その可能性を検討すると共に hypersthenic rock series のあるものについても別の方法で検討を加えた．

17. 黒耀石（白滝産）の粘弾性

北大地球物理　村瀬　勉

大島及び昭和新山新熔岩の実験室における粘性が加熱速度によつて違うことと一定温度では漸次大きくなり一定値になつてゆくことは結晶間の熱力学的に不安定な部分の再結晶によつて説明しうるかも知れない．このことを験するため glassy state の黒耀石について行つた実験の結果次のことが解つた．

(1) 800～1150°C で加熱速度を変えても粘性は同じであつて，750°C 附近で急減する．

(2) 一定温度で加熱しても粘性は変らない．

(3) 800°C 以上で粘性は可逆的である．

(4) 弾性率は 750°C まで殆んど一定で，それをこえると急減する．

以上のことから 750°C 近くで長時間加熱すれば再結晶をみうる可能性がある．

18. 明神礁爆発による津浪 (III)

東京水産大　三好　寿

前回講演の結果により，われわれは浪源に対して随意のモデルを適用し，停止点の位置とかその他の特性に関する研究を進めてよい．

浪源の海面隆起を表わす初期条件を

$$y_0=\frac{c\beta^2}{\beta^2+r^2} \qquad (1)$$

として，これからひろがる Cauchy-Poisson 波を解いて見ると

$$y=\frac{c\beta_2 gt^2}{2\sqrt{2}\,r^3}K_0\left(\frac{gt^2\beta}{4r^2}\right)\cos\frac{gt^2}{4r} \qquad (2)$$

となる．ただし K_0 は円壔函数の一種であつて，∞ から 0 まで単調に減少する．従つてこの時の Cauchy-Poisson 波には停止点は現われない．

次に明神礁から八丈島に到るみちのりの差 (a) を考え，(2) 式の中 r の代りに (r－a) を入れて，二つの波を重ねてやると，八丈島における津浪は

$$y=\frac{c\beta^2 gt^2}{\sqrt{2}\,r^3}K_0\left(\frac{gt^2\beta}{4r^2}\right)\cos\frac{gt^2a}{8r^2} \times\cos\left(\frac{gt^2}{4r}+\frac{gt^2a}{8r^2}\right) \qquad (3)$$

となり，求める a は 1 次元の津波の場合と同じく 1.8 km となる．しかし，この数字を実際の refraction diagram に現われるみちのりの差と比べるには研究を要する．

1. 以上は水深無限大の場合であつて，爆発と同時に front が達する場合である．実際には 30 分後に達しているので，停止点も遅れる筈である．この両者の遅れの比は 0 と 1 の間と推定されるが，例えば 1/2 以上と見て停止点の遅れを 17 分と仮定すると，爆発後 58 分で停止点が出るということは，無限水深の場合は 41 分後に現われる筈のものであつた．これから逆算すると a=3.6 km となる．

2. 実際の 2 つの経路の 1 つは深くて長く，1 つは浅くて短いとすると，どちらの経路を遠いとすべきか，有限水深が波速と波形に及ぼす両影響の比較の問題になる．

（ここに停止点とは短周期振動の振巾がゆるやかに変動し，この振巾がゼロになつた時刻をかりに呼んでおく）

トロントにおける第 11 回 IUGG 総会

久　野　　　久

（東京大学理学部地質学教室）

IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics) の第 11 回総会は 1957 年 9 月 3 日から 14 日までの間カナダトロント市のトロント大学で開催された．参加者 1500 名に近いといわれる．日本代表として坪井忠二（東大・主席代表），青野雄一郎（電波研）・長谷川万吉（京大）・東　晃（北大）・日高孝次（東大）・加藤愛雄（東北大）・小島稔（東大）・久野久（東大）・前田憲一（京大）・松本誠一（気象研）・松下禎見（京大）・三宅泰雄（気象研）・武藤勝彦（地理調）・大林辰蔵（電波研）・佐藤泰夫（震研）・島津康男（名大）の 16 名であつた．しかし米・英・仏・ソ連等はそれぞれ数十名の代表を送つているのに比較すれば日本代表の数はまことに少いものといわねばならない．

9 月 3 日の午前及び 14 日は開会式閉会式に当てられ，事務的な報告や儀礼的な演説が行われた．開会式にはカナダ首相・オンタリオ州知事・トロント市長も出席して挨拶を行つた．他の日は 7 つの部会（地震・地磁気・気象・測地・海洋・陸水・火山）に分れて講演・討論が行われ，又この間にナイアガラ瀑布・トロント市北方の湖水等に見学旅行が行われた．筆者は火山部会にのみ出席したので以下火山学部会の様子だけを報告する．

まず最も重要な議題は International Association of Volcanology の再組織の問題であつた．従来この部会は他に比して活動が低調であつたという批判があつた．これは講演会に提出されたり，または機関紙 Bulletin Volcanologique に発表される論文が単に火山噴火の記載に止まつたものが比較的多かつたことが主な理由であつたらしい．そこで部会の活動対照となる問題を単に火山活動だけに限定せず，geochronology や地球の構造にまで拡大し，同時に部会の名称もそれにふさわしいように改めようという提案があり，今回の会議で結論を出す段取りになつていた．そこで各国代表間で色々と討議を行つた末結論として部会名は従来のままとし，その代り活動対照を拡げてマグマの問題や geochronology の問題をも取入れるということを明らかにするために次の 4 つの部門を設置することになつた．

1. Section of active volcanoes
2. Section of volcanophysics (including specially geophysical, nuclear, geothermal, and tectonic aspects)
3. Section of physical chemistry of magmas (including exhalation and trace elements)
4. Section of paleovolcanology and plutonism

また今まで行つて来た Catalogue of Active Volcanoes of the World の出版も継続すること，ベルギー領コンゴにある世界唯一の lava lake の近くに観測所を設立することの必要性をベルギー政府に recommend すること等の決議も行われた．次期の役員は次の如く決定した． President として A. Rittmann (Switzerland), Vice President として J. F. Schairer (USA), Secretary として F. Signore (Italy), 第 1，2，3，4 の各部門の Chairman としてそれぞれ Neumann van Padang (Holland), G. Gorshkov (USSR), 久野（日本）, B. Gèze (France)．また本部会として今後取上げるべき symposium としては　1）火山噴火特に噴火の性質の予知，2）マグマにおける結晶・液体・ガスの平衡状態と噴火の性質との関係，3）熱雲及び熔結凝灰岩等が採択された．一方筆者は日本代表として本部会に関連した symposium を 1960 年以後日本で開催する希望を有することを述べ，賛成が得られたので，その具体案を次回の総会(1960 年 7 月または 8 月に Finland の Helsinki で開催されることに決定）に報告することを約した．

火山学部会では約 60 の論文が読まれた（代読も含む）．その著者・題目は本文末尾に掲げる如くである（順不同）．このうちの約半数は火山学部会と地震学部会と共同で開かれた Geochronology and radioactivity 及び Physicochemical interpretation of the terms magma, crust, and substratum

に関する symposium で読まれたものである.

米・英・カナダ等では現在 geochronology の研究は極めて盛んに行われており，現在は地質時代を年数で表現することは，ごくあたり前のことになつている．従来は化石で地質時代を決めていたのを，今後はアイソトープの比を用いて岩石の年代を決め，それから逆に化石の進化を論ずるようになるのではないかという印象をさえ得たほどである.

活火山の地球物理学的研究に関する論文としては，水上・茂木両氏による national report や Gorshkov によるカムチャッカの Bezymianny 火山の大爆発 (1955～56) に関する論文が最も注目されたものであつた.

火山の噴火機巧・火山の内部構造・火山岩の成因論的研究に関する論文が極めて少かつたことはまことにさみしい.

以上のほかに F. H. Pough は中米の火山の天然色映画を，又 G. A. Macdonald は Kilauea 火山 1955 年の噴火の天然色映画を見せて呉れた.

この会議に出席して痛感したことは，火山学部会は他に比較してたしかに低調であるということである．これは各国で地球物理学者・地球化学者は勿論のこと地質学者でも火山を研究している人の数が極めて少いことが主な原因であろう．日本でも火山研究者の数だけは昔から多かつたが，地球物理学・地球化学・地質学の各視角から火山現象という共通の対照を鋭く論じ合うという傾向が現われたのはつい 2・3年前のことであり，それすらも未だ充分に盛んになつたとはいえない．火山特に活火山の少い他の国々では火山学に対する科学者の関心の薄いのは当然のことであろう．しかし火山学は決して活火山の研究に限定されるものではない．活火山のない国でも地質学的に火山又は火山岩の研究が盛んに行われている所は決して少くない．英国スコツトランドの第三紀火山地方の研究が火山の内部構造や火成岩成因論に関して大きな貢献をしていることは衆知のことである．この様な地質学的岩石学的の研究成果と，日本で行われているような活火山に於ける種々の地球物理学的観測結果とが共通の場で発表され議論されてはじめて火山学の発展が達せられるのである．この場が日本火山学会であり又 3 年に一度の IAV の会合でなければならない． そしてこの様な会合での議論が盛んになるためには，どの様な立場から火山を研究したにしても，火山の内部の構造・火山噴火の原因・噴火機巧・噴出物の堆積機巧等に関して何等かの解釈の与えられているような論文が読まれることが必要である．勿論個々の火山の地質の記載・火山活動の経過の記述等は上のような目的に達するためにぜひ踏まなければならないステップであるから，この様な記載的論文も必要である．しかしこればかりでは不可である． IAV を活潑にするために日本の火山学者の活躍を期待する.

A. Rittmann: Physico-chemical interpretation of the terms magma, migma, crust and substratum (Presidential address).

A. Rittmann: Some aspects of geosynclinal and deep sea volcanism.

H. Kuno: Origin of Cenozoic petrographic provinces in Japan and surrounding areas.

P. Brenon et P. Bussière: Le volcanisme à Madagascar.

G. C. Georgalas: L'éruption du volcan de Santorin en 1939–1941. L'éruption des dômes Smith et Reck et l'entonnoir jumeau-Kténas.

A. A. de Mendonça Dias: A crustal deforming agent and the mechanism of the volcanic activity in the Azores.

G. A. Macdonald: Protection of places from lava flows.

G. Imbò: Considerazioni sulla tensione e sulla viscosità magmatica.

S. I. Naboko: Volcanic exhalations and products of their reactions as exemplified by Kamchatka-Kurile volcanoes.

G. S. Gorshkov: Gigantic eruption of Volcano Bezymianny.

A. P. Lébédev: Paleovolcanological formation of Toungousska.

V. I. Vlodavetz: On the underground structure of some volcanoes on Kamchatka.

V. V. Ivanov: Present-day hydrothermal activity within Kurile-Kamchatka Island arc and its relation to volcanicity.

K. G. Chirinian: Traits généraux du volca-

nisme récent en Arménie.

G. S. Gorshkov: On some theoretical problems of volcanology.

Ting Ying H. Ma and Chia-Lin Pan: Development of volcanic belts together with the zones of deficient gravity along the margin of crustal masses.

F. Mooser and N. Maldonado-Koerdell: Mexican national report on volcanology.

T. Minakami and K. Mogi: Report on volcanic activities and volcanological studies in Japan for the period from 1954 to 1957.

J. T. Wilson: Evolution of the crust and its rock associations.

B. Gèze: Contribution to the study of volcanoes of Tibesti.

Rémy: Un type particular de volcans du Tibesti, Ahaggar (Sahara central)-Le massif de la Tellenteba.

L. Glangeaud: 西部アフリカのカルデラについて（原表題不明）

J. -C. De Bremaecker: ベルギー領コンゴの火山活動（原表題不明）

Academy of Science of the U S S R: Information on the researches about the recent volcanism published in 1954-1956 in the USSR.

Machado: Submarine pits of the Azores Plateau.

Lopez de Arcona: Mapa volcanologico de la isla de la Palma.

Australian National Committee on Geodesy and Geophysics: Report of the Sub-Committee on Volcanology 1954–1956.

Cucuzza-Silvestri: L'Etna en 1956– varia.

L. T. Aldrich, G. R. Tilton, G. W. Wetherill and G. L. Davis: Radioactive ages of rocks.

G. W. Wetherill, L. T. Aldrich and G. L. Davis: Potassium-argon and rubidium-strontium age measurements.

S.S. Goldich, H. Baadsgaard and A.O. Nier: Investigations in A^{40}/K^{40} dating.

A. A. Polkanov and E.K. Gerling: K-A and Rb-Sr methods and age of Pre-Cambrian of the U S S R.

P. M. Hurley: Progress report on A/K and Sr/Rb age measurements.

A. A. Smales, R. K. Webster and J. W. Morgan: Some recent Harwell analytical work on geochronology.

H. Faul: Age of some "Hercynian" granites in Europe.

J. P. Rothe: Présentation d'une carte de la radioactivité der Vosges hercyniennes.

M. V. N. Murthy: Zircon studies and their bearing on dating granites.

MME. A. Hee: Age absolu de deux granites des Vosges.

R. E. Folinsbee and W. D. Ritchie: Late Cretaceous geochronology.

P. W. Gast, Olavi Kouvo, and Leon Long: Absolute ages from the Fennoscandian shield.

U. Aswathanarayana: Age of pegmatites, India.

G. J. Wasserburg: The age of the Glenarm Series.

L. Cahen, P. Eberhardt, J. Geiss, F. G. Houtermans and P. Signer: On a certain correlation between the isotopic composition of the lead of galenas and their content of trace elements.

R. D. Russell and R. M. Farquhar: Isotopic analysis of leads from Broken Hill, Australia.

R. M. Farquhar and R. D. Russell: Anomalous leads from the Upper Great Lakes region of Ontario.

A. P. Vinogradov: Isotopic composition of the chemical elements of meteorites and the crust of the earth and geochemical conditions.

S. F. Singer: Cosmic ray evidence of the origin of meteorites.

B. F. Grossing: Temperature changes in the earth due to the formation of a geosyncline.

J. A. Jacobs and D. W. Allan: Temperatures

in the primitive earth.

L. Knopoff: The lateral temperature inhomogeneity in a static earth.

E. A. Lyubimova: The earth's thermal history and its geophysical consequences.

V. V. Beloussov: Types et origines des plissements.

V. V. Beloussov: Développement des géosynclinaux.

B. L. Glangeaud: Classification géodynamique des chaînes plissées et origine des plissements.

R. W. Fairbridge: Statistics of non-folded basins.

M. V. Gzovsky: Method of medelling in tectonophysics.

C. S. Beals: Meteorite craters in Canada.

B. M. Ewing, B. C. Heezen and J. Hirschman: Magnetic anomalies and seismicity in the Mid-Atlantic Ridge and its extensions.

学 会 記 事

幹 事 会 1957 年 9 月 10 日 東大地震研究所

出席者 水上，諏訪，山崎，横山，安芸，上田，茂木.

議 事 秋季大会の開催に関して，開催地，時期などを討議し次の様に決定した.

大会開催場所 伊豆大島元町

日 時 10 月 19 日，20 日

なお講演者の申込の締切りを 9 月末日とし，10 月 2 日にプログラム作成の幹事会を開くことを決めた.

とくに今回は大島火山について一般公開講演会を開催する提案が出され，森本，諏訪，横山の三氏にお願いすることとなつた.

幹 事 会 1957 年 10 月 2 日 東大地震研究所

出席者 水上，岩崎，森本，諏訪，山崎，安芸，上田，田中，茂木.

議 事 秋季大会のプログラムを編成し，諏訪氏より大島の会場の準備状況その他について報告があつた.

秋季大会 場所 伊豆大島 元町小学校

出席者 約 40 名

10 月 19 日 9h～12h 講演会

13h～17h 講演会

19h～21h 一般公開講演会

森本，諏訪，横山三氏による大島火山についての講演が行われ，多数の聴講者があり盛大であつた.

20 日 9h～11h 講演会

11h～12h 久野久氏の IUGG Toronto の会議報告.

12h～13h 懇親会

13h～17h バスによる三原山実地見学

今回の大会は会発足以来始めて東京を離れた会場で開催されたが，当初の予想を越えて北海道，九州を始め 40 名の多数の参加者があり，講演会も活溌な討論に終始した.

委 員 会 1957 年 10 月 29 日

出席者 宮部委員長，津屋，久野，森本，野口，横山，牛来，諏訪，水上，(茂木).

議 事

1. 文部省科学研究費配分委員の選出

宮部委員長を推選した.

2. 本会事務の運営について

諏訪会計幹事より会費徴集，その他の事務の運営について報告があつた. とくに現在の会務担当者の負担が大きく，円滑な運営のためには専任の事務員を必要としている現状が述べられ，討議された. その結果，毎週一回事務員を傭うこと，会費の徴集には各委員とも積極的に協力すること等が承認された.

日本火山学会名誉会員

松山基範　中村清二　小倉　勉　柴田雄次　坪井誠太郎

日本火山学会賛助会員 （順不同　昭和32年11月25日現在）

伊東温泉組合	伊東市松原　伊東市役所内
川奈ホテル	伊東市川奈 1459
明石製作所	東京都品川区東品川 5の1
十和田自然科学博物館	青森県十和田湖畔
同和鉱業株式会社	東京都中央区八重洲口　鉄鋼ビル

日本火山学会委員 （昭和31年3月—昭和33年3月）

委員長	宮部直巳		
委　員	井上宇胤	加藤愛雄	佐々憲三
	諏訪　彰（会計）	坪井忠二	永田　武
	南葉宗利	早川正巳	水上　武（庶務・編集）
	村内必典	横山　泉	力武常次（編集）
	和達清夫（以上地球物理）		
	石川俊夫	市村　毅	久野　久（編集）
	河野義礼	牛来正夫	種子田定勝
	津屋弘逵	松本唯一	湊　正雄
	森本良平（編集）	八木健三（以上地質）	
	岩崎岩次（編集）	小穴進也	野口喜三雄
	三宅泰雄（以上地球化学）		
庶務幹事	上田誠也	茂木清夫	
会計幹事	田中康裕	竹山一郎	
編集幹事	山崎正男	安芸敬一	荒牧重雄

昭和32年12月30日 発行　　発行年2回

定価 1部 金 200 円

編集兼発行者　日本火山学会

（東京大学地震研究所内）

入会希望者は会費300円を添えて地震研究所内日本火山学会宛御申込み下さい

（振替口座東京22229）

印刷所　株式会社　国際文献印刷社　笠井康頼

東京都千代田区富士見町1の10

Vol. 2 Second Series No. 2

BULLETIN
OF THE
VOLCANOLOGICAL SOCIETY
OF JAPAN

December 1957

THE VOLCANOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN
c/o The Earthquake Research Institute,
University of Tokyo, Tokyo, Japan